



HAL
open science

Impacts sédimentaires de la présence humaine et des variations climatiques. Exemples d'enregistrements lacustres, fluviatiles et estuariens.

Anne-Véronique Walter-Simonnet

► **To cite this version:**

Anne-Véronique Walter-Simonnet. Impacts sédimentaires de la présence humaine et des variations climatiques. Exemples d'enregistrements lacustres, fluviatiles et estuariens.. Sciences de la Terre. Université de Franche-Comté, 2008. tel-00403128v1

HAL Id: tel-00403128

<https://theses.hal.science/tel-00403128v1>

Submitted on 9 Jul 2009 (v1), last revised 15 Dec 2015 (v2)

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.

Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches

présenté par

Anne-Véronique Walter-Simonnet



**Impacts sédimentaires de la présence humaine
et des variations climatiques.
Exemples d'enregistrements lacustres, fluviaux et estuariens.**



Présenté à Besançon le 15 décembre 2008

devant le jury composé de :

Thierry Adatte, Professeur, IGP, Université de Lausanne

Chantal Bonnot-Courtois, Directeur de Recherche, UMR8586 PRODIG-EPHE, Dinard

Anne Marie Karpoff, Directeur de Recherche, UMR7517 CGS-EOST, Strasbourg

Edgard Laville, Professeur, UMR6143, Université de Basse-Normandie, Caen

Michel Magny, Directeur de Recherche, UMR6249, Besançon

Jacques Mudry, Professeur, UMR6249, Université de Franche-Comté, Besançon

Mémoire de Synthèse
des Activités
de Recherche et d'Encadrement

*A Jean-Pierre et Charlotte,
mon homme et mon poussin.*

A tous ceux qui m'ont fait confiance et m'ont soutenue,

Merci.

Table des matières

Introduction générale	9
1^{ère} partie : Bilan des activités de recherche postdoctorales	11
Introduction	13
Contexte général des études réalisées	15
Chapitre 1 : Rivières et estuaires	19
I. Dépôts alluviaux – exemple du site de Neublans (Doubs)	19
A. L'anthropisation du milieu naturel du 1 ^{er} au 9 ^{ème} siècle AD à Neublans	19
B. Apports de l'enregistrement sédimentaire	23
C. Capacité d'enregistrement des sédiments	26
D. Conclusion	27
II. Dépôts estuariens	28
A. Systèmes actifs – exemple de la Baie de Seine	29
1. Historique	29
2. MES et sédiments de fonds superficiels	31
3. Sédiments fossiles	31
4. Apport de la géochimie	33
5. Conclusions	35
B. Systèmes anciens – exemple du seuil du Cotentin	35
1. Remplissage sédimentaire plio-pléistocène du seuil du Cotentin	38
2. Apports de l'analyse minéralogique	39
3. Conclusion	42
C. Conclusion	42
III. Transferts de matières en suspension au passage entre le domaine fluvial et le domaine estuarien	42
A. But de cette étude	43
B. Le Rhône et son bassin versant	44
C. Variation de la minéralogie des matières en suspension	45
D. Modélisation et re-estimation de la charge solide	47
1. Impacts à court et moyen terme	49
2. Impacts dus aux aménagements hydroélectriques	50
E. Conclusion	51
Références bibliographiques	51
Dépôts alluviaux	51
Dépôts estuariens	54
Matières en suspension	57
Chapitre 2 : Lochs, lacs et tourbières	59
I. Dépôts de lochs	59
A. La déglaciation sur la côte ouest de l'Ecosse depuis 22 000 ans	61
B. Lochs Creran et Sunart : état des lieux	61
1. Loch Creran	61

2. Loch Sunart	65
C. Conclusions	68
II. Dépôts de lacs et d'étangs	69
A. Sédimentation dans de petits lacs et étangs en contexte géologique acide	69
1. Caractéristiques des bassins versants	69
2. Enregistrement sédimentaire tardiglaciaire	71
B. Sédimentation dans de petits lacs et étangs en contexte géologique à dominante carbonatée	74
1. Caractéristiques des bassins versants	74
2. Enregistrement sédimentaire tardiglaciaire	75
C. Conclusion	80
III. Dépôts de tourbières	81
A. Mémoire chimique de la tourbe	82
1. La tourbière de Roussy	84
2. La tourbière de Peyre	87
B. Mémoire détritique de la tourbe	89
C. Conclusion	92
Références bibliographiques	93
Dépôts de lochs	93
Dépôts de lacs et étangs	95
Dépôts de tourbières	97
Chapitre 3 : Téphrostratigraphie	100
I. Chronique du volcanisme tardiglaciaire et holocène	101
A. L'Islande	101
B. Le Massif de l'Eifel (Allemagne)	101
C. La Province italienne	101
D. Le Massif Central français	102
E. Le volcanisme espagnol	102
F. La Grèce et la Turquie	102
II. Détection et caractérisation des téphras	102
A. Détection	102
B. Caractérisation	103
III. Résultats actuels	103
A. Massif du Jura	103
B. Massif des Vosges	105
C. Cantal	108
D. Toscane	108
IV. Conclusion	110
Références bibliographiques	114
Chapitre 4 : Perspectives de recherche	120
I. Chroniques sédimentaires tardiglaciaires et holocènes	120
A. Paléoclimatologie	120
1. Modalités et chronologie de la dernière déglaciation dans les Vosges	120
2. Reconnaissance des variations climatiques holocènes à haute fréquence dans	

les fjords du Spitzberg	125
B. Modalités de l'anthropisation du milieu naturel	127
1. Mathey-Mandeure	127
2. Les mardelles de Lorraine	130
3. Le massif vosgien et les Hébrides internes	135
II. Téphrochronologie	137
1. Le cadre téphrochronologique tardiglaciaire et holocène de l'Europe de l'Ouest	137
2. Caractérisation des téphras	138
III. Conclusion	139
Références bibliographiques	139
Dernière déglaciation du massif vosgien	139
Fjords du Spitzberg	142
Mathey-Mandeure	142
Dépôts de mardelles	143
Impact anthropique Vosges et Hébrides internes	144
Téphrochronologie	146
Liste des figures	149
Liste des tableaux	153
2^{ème} partie : Rapport d'activité	155
Curriculum Vitae	157
Diplômes universitaires	157
Fonctions et expériences professionnelles	157
Activités de recherche	158
Participation à des programmes de recherche	158
Programmes passés et en cours	158
Demandes de financements en cours	158
Participation à des campagnes océanographiques	159
Collaborations scientifiques	159
Insertion dans des équipes de recherche	159
Animation de la recherche	159
Gestion administrative et financière	160
Obtention et gestion de contrats de recherche	160
Collaborations internationales et insertion dans un réseau international	160
Organisation de manifestations scientifiques	160
Encadrement et co-encadrement d'étudiants	161
Activités d'enseignement	163
Participation à des tâches administratives d'intérêt collectif	163
Mandats	163
Commissions de spécialistes	163
Université de Caen	163
Université de Franche-Comté	163
Responsabilités collectives	163

Organisation	163
Associations	163
Fonctions et situations successives depuis 1994	164
Création et mise en place d'enseignements	164
Enseignements réalisés	164
DEUG B, STU, Licence Maîtrise, DEA et DESS anté-LMD	164
Licence et Master post-LMD	166
DAEU B	166
IUFM	167
INTECHMER	167
Bilan	167
3^{ème} partie : Liste complète des publications et communications	169
Liste des publications	171
Internationales avec comité de lecture	171
Nationales avec comité de lecture	172
Actes de colloques	173
Didactiques non référencées	173
Livres, chapitres de livres, livret-guides, ...	174
Liste des communications	174
Conférences sur invitation	174
Communications à des colloques, avec sélection sur résumés	174
Colloques internationaux	174
Colloques nationaux	177
Annexes : Liste des publications prises en compte	

Introduction générale

Depuis mon DEA, grâce à mon passage dans sept unités de recherche différentes, j'ai été amenée à étudier divers objets : des sédiments métallifères océaniques crétacés, une carbonatite plus ou moins altérée, divers types d'apatites affectées par des traces de fission de l'uranium, des altérites rubéfiées, des dépôts sédimentaires fluviaux pléistocènes, la charge en suspension de fleuves et rivières, des sédiments estuariens, des remplissages karstiques, des dépôts fluviaux, lacustres et tourbeux, ... Depuis quelques années, mon rattachement à l'UMR 6143 M2C à Caen, puis ma délégation dans l'UMR 6565 Chrono-Ecologie et enfin mon rattachement à l'EA 2642 puis à l'UMR Chrono-Environnement à Besançon m'ont amenée à recentrer mon activité de recherche afin qu'elle concerne essentiellement l'étude d'environnements récents (à l'échelle des temps géologiques !). Depuis, je m'intéresse au traçage minéralogique, granulométrique et géochimique de l'altération chimique et physique et à l'origine des particules sédimentaires déposées dans divers environnements continentaux et côtiers, afin d'apporter ma contribution à la compréhension (1) de la migration d'éléments dans des processus d'altération, (2) de l'influence des variations climatiques et des implantations humaines sur la sédimentation lacustre, palustre et estuarienne durant le Tardiglaciaire et l'Holocène et (3) de la téphrostratigraphie tardiglaciaire et holocène.

Ainsi, certains objets sédimentaires que j'ai été amenée à étudier forment un ensemble suffisamment cohérent pour justifier de la rédaction d'un mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. Ce mémoire n'est donc pas une synthèse exhaustive de mes travaux de recherche mais un état des lieux de mes travaux autour du thème « sédimentation continentale » et une présentation de mes perspectives de recherche. Il est structuré en quatre parties.

La ***première partie*** du mémoire, intitulée "Impacts sédimentaires de la présence humaine et des variations climatiques. Exemples d'enregistrements lacustres, fluviaux et estuariens", présente un bilan des travaux de recherche réalisés depuis la période post-doctorale. La question centrale est : quelle est la part relative du climat et de la pression anthropique dans l'érosion du domaine continental ?

Pour apporter des éléments de réponse, j'ai travaillé sur des bassins versants de tailles différentes en utilisant différents moyens analytiques (minéralogie, granulométrie, géochimie) à une échelle de temps qui permette de suivre à très court, court et moyen terme uniquement l'effet du climat puis la mise en place de la pression anthropique et son impact dans différents contextes sédimentaires : rivières et estuaires (**chapitre 1**), lochs, lacs et tourbières (**chapitre 2**). La question de la datation des sédiments est alors cruciale pour corréler entre eux des événements d'impact régional. C'est là qu'interviennent les dépôts de cendres volcaniques (**chapitre 3**). Les conclusions et perspectives de recherche constituent le sujet du **chapitre 4**.

La ***deuxième partie*** du mémoire est consacrée à mon rapport d'activité (curriculum vitae, activités d'enseignement, activités de recherche). Ma liste complète de publications est présentée dans la ***troisième partie*** du mémoire ; les articles cités dans ce mémoire en constituent les ***annexes***.

1^{ère} partie

Bilan des activités de recherche postdoctorales

Impacts sédimentaires de la présence humaine et des variations climatiques.

Exemples d'enregistrements lacustres, fluviatiles et estuariens.

Introduction

À la surface de la Terre, l'altération des roches par les eaux météoriques est à l'origine de transferts de matière qui conduisent à la formation des sols et des altérites et modèlent ainsi le paysage. Les produits des érosions chimique et mécanique peuvent s'accumuler dans des zones pièges et permettent ainsi de quantifier les interactions existant entre tectonique, climat et érosion à différentes échelles de temps (cf. les rapports PAGES et IGBP).

Le climat varie selon une large gamme d'échelles spatiales et temporelles, et est affecté par de nombreux mécanismes ou facteurs qui opèrent selon des pas de temps différents (figures 1, 2 et 3).

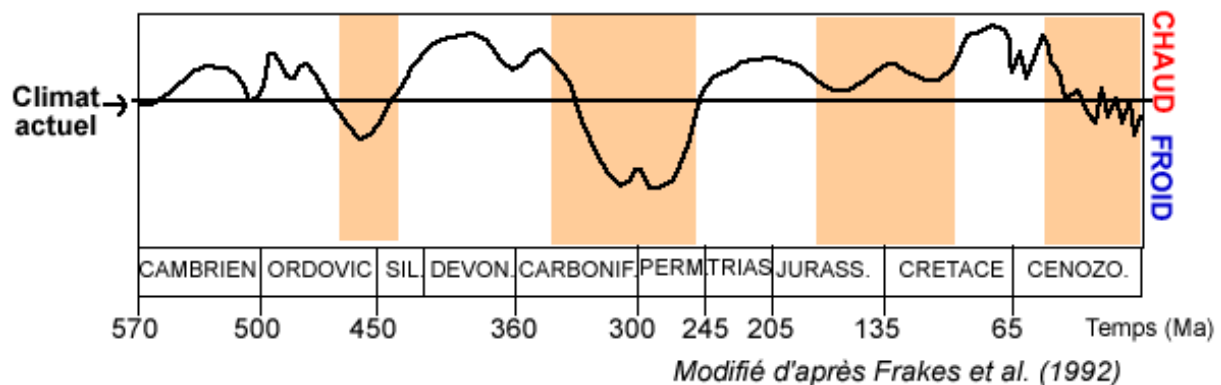
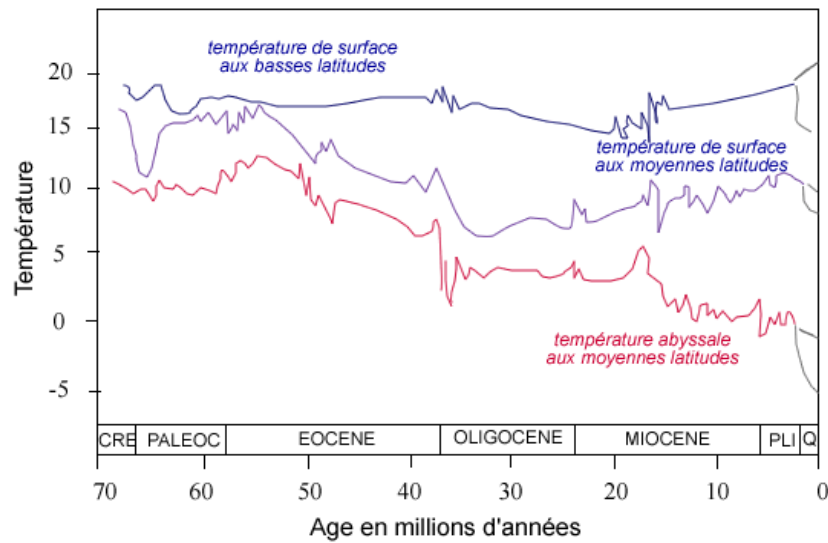


Figure 1 : Variations du climat terrestre depuis le Cambrien.

A l'échelle du million d'années (figure 1), le mécanisme principal semble être la tectonique des plaques qui affecte la structure des courants océaniques et modifie ainsi l'efficacité et la forme du transport de la chaleur océanique entre les basses et hautes latitudes.

De la dizaine de milliers au million d'années (figure 2), le phénomène climatique le plus important est la succession des états climatiques glaciaires et non glaciaires. La transition entre ces états est contrôlée par les fréquences des mécanismes de forçage astronomique.

Le pas de temps du millier à la dizaine de milliers d'années inclut la fonte des calottes glaciaires. La transition entre les phases glaciaires et interglaciaires est accompagnée par la restructuration des courants océaniques qui pourrait être l'élément manquant pour comprendre l'influence exercée par les océans sur le climat global de la planète. Le passage de conditions glaciaires à un état interglaciaire est aussi accompagné par une forte variation de la concentration en gaz à effet de serre (CO_2 et méthane atmosphériques) comme démontré dans les carottes de glace.

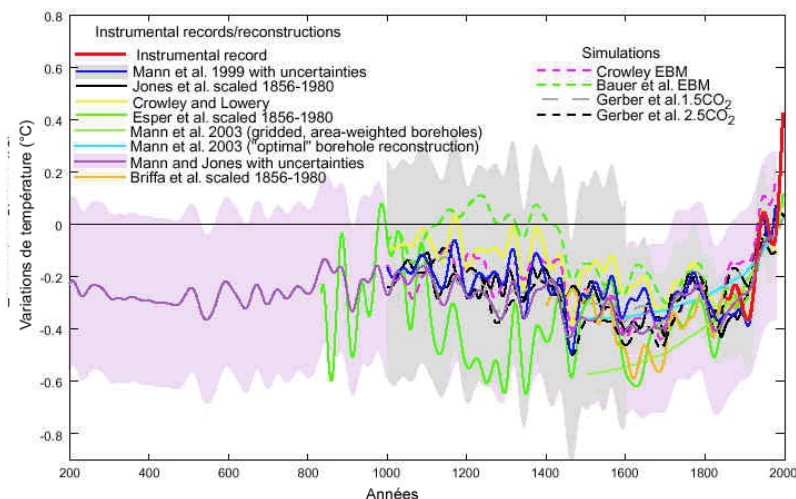


Modifié d'après Van Ardel (1994)

Figure 2 : Variation de la température sur Terre depuis le Crétacé.

De la dizaine au millier d'années (figure 3), les variations de la constante solaire, de la composition de l'atmosphère (pollution thermique, gaz à effet de serre, aérosols) et de l'activité volcanique semblent dominer les variations climatiques. Ponctuellement, des événements météorologiques aléatoires peuvent provoquer des précipitations anormales ou des réchauffements régionaux. Sur cette échelle de temps, l'effet climatique majeur pour les siècles à venir sera dû à la perturbation anthropique des concentrations des gaz atmosphériques.

Pour un pas de temps inférieur à 10 ans, les variations principales sont annuelles et saisonnières, forcées strictement par les variations astronomiques (irradiation) et par l'auto-variation atmosphérique. Ces variations peuvent engendrer des accroissements des épisodes de température plus haute ou de précipitations plus importantes et, par conséquent, influencent la recharge hydrologique et les crues. Ces épisodes sont généralement limités régionalement.



Source : Mann et al. EOS Forum 2003
<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/pubs/mann2003b/mann2003b.html>

Figure 3 : Variations de la température depuis 200 AD.

Contexte général des études réalisées

Le Quaternaire est caractérisé par une oscillation rapide du climat entre des périodes glaciaires et interglaciaires. Pendant ces périodes, glaciaires ou interglaciaires, de brusques coups de froid surviennent. Par exemple, entre -40 000 et -15 000 ans (période glaciaire), les événements de Heinrich correspondent à un apport important de matériel détritique dans l'Atlantique nord et refléteraient l'augmentation quasi-périodique du taux de croissance de la calotte glaciaire. A la suite de chaque événement de Heinrich, on observe une augmentation abrupte des températures (épisodes de Dansgaard). Ces cycles peuvent être corrélés avec des variations similaires dans les carottes de glace prélevées dans les calottes glaciaires. De brusques coups de froid interviennent également durant les interglaciaires, comme, par exemple, le Dryas Récent.

Depuis peu, l'étude des variations naturelles du climat, particulièrement celui de la période interglaciaire dans laquelle nous vivons, l'Holocène, a connu un regain d'intérêt avec la mise en évidence d'un réchauffement global de la planète dont l'origine est, au moins en partie, anthropique. Afin de pouvoir cerner et modéliser l'impact réel de l'Homme sur le climat, il est indispensable de connaître avec précision les paramètres forçant les variations climatiques naturelles et les effets de ces variations sur l'environnement, notamment les enregistrements sédimentaires puisque ceux-ci sont utilisés dans les reconstructions climatiques puis les modélisations du climat.

Le présent mémoire illustre par quelques exemples la capacité d'enregistrement des variations climatiques et des effets de la présence humaine de sédiments continentaux quaternaires provenant de milieux de dépôts variés, depuis le bassin versant jusqu'à l'estuaire. Cette capacité varie beaucoup d'un environnement de dépôt à un autre, mais aussi selon la taille et la géométrie d'un même environnement.

L'érosion d'un bassin versant est la résultante de plusieurs facteurs principaux : la nature des sols et altérites du bassin versant considéré, le climat, la couverture végétale et le niveau d'anthropisation du milieu. La nature des sols et des altérites dépend d'une part des roches-mères composant le substratum du bassin versant et d'autre part du climat. La température et la pluviométrie contraignent le type de transformations chimiques que subissent les roches-mères ; selon le climat, une même roche peut ainsi donner naissance à des sols et altérites minéralogiquement et géochimiquement très divers. Simultanément, le climat agit sur le volume et la qualité des sols et altérites érodés dans un bassin versant. Par leur structure, certains sols et altérites sont plus sensibles que d'autres à l'érosion. Par ailleurs, l'implantation humaine agit sur les facteurs conditionnant l'érodabilité des bassins versants. La modification du couvert végétal (déforestation-reforestation, agriculture, activité pastorale) et les aménagements hydrauliques (drainage, irrigation, hydroélectricité) sont les principaux facteurs de modification du comportement hydrosédimentaire "naturel" d'un bassin versant.

Les produits de l'érosion, transportés essentiellement par les cours d'eau, vont s'accumuler dans les pièges à sédiments que constituent les lacs et les diverses zones de stockage des secteurs de plus faible pente des cours d'eau. Les remplissages lacustres et palustres ainsi que les dépôts fluviaux et estuariens deviennent ainsi une chronique de l'activité érosive du bassin versant. L'étude détaillée des carottages réalisés dans ces dépôts sédimentaires permet de reconstituer l'histoire du bassin versant et les effets du climat et d'une éventuelle présence humaine, par le biais de la recherche et de la caractérisation de traceurs de provenance des sédiments, tout en précisant leur évolution post-dépôt liée au milieu de sédimentation.

Il s'agit donc d'une approche pluridisciplinaire des paléoclimats et d'une quantification des processus d'érosion (physique et chimique), de transport et de sédimentation afin d'appréhender la cinétique de ces phénomènes et de leurs états d'équilibre. Au sein de cette thématique globale, mes activités de recherche sont centrées sur l'aspect minéral et géochimique des interactions Climat-Homme-Sédiment, du point de vue des chroniques sédimentaires conservées dans les réceptacles que sont, entre autres, les tourbières, les lacs, et dans une moindre mesure les rivières et les estuaires.

Les travaux de recherche présentés ci-après avaient tous le même but principal : reconstituer la chronique de formation de différents types de dépôts sédimentaires continentaux et estimer l'importance de l'héritage du bassin versant soumis à l'érosion, afin d'apprécier les effets des variations climatiques et des implantations humaines sur leur nature et leur distribution. Ce travail passe par l'analyse des faciès sédimentologiques couplée à une analyse de la composition minéralogique (minéraux argileux, minéraux non argileux, minéraux lourds, cendres volcaniques), une analyse granulométrique et, dans certains cas, une

analyse des teneurs en éléments chimiques majeurs qui permet une première distinction entre les différents épisodes détritiques sédimentaires. Les teneurs en éléments chimiques en traces, métalliques ou non, et en certains isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ par exemple), permettent une reconstitution parfois plus détaillée des transferts de matière et donc des chroniques sédimentaires. En effet, certains de ces éléments chimiques voient leurs concentrations dans le sédiment augmenter nettement soit avec la pédogenèse soit avec l'anthropisation. La quantification des différents types de dépôts sédimentaires est obtenue par couplage des données géochimiques et minéralogiques avec des datations absolues ou relatives (radiocarbone, palynologie, téphrostratigraphie). Dans le cadre d'une telle approche, située à l'interface biosphère-lithosphère-hydrosphère, le pas d'échantillonnage des sédiments analysés doit être suffisamment fin pour rechercher les traces les plus faibles et les phases les plus courtes des modifications qu'elles soient climatiques ou consécutives à la présence humaine.

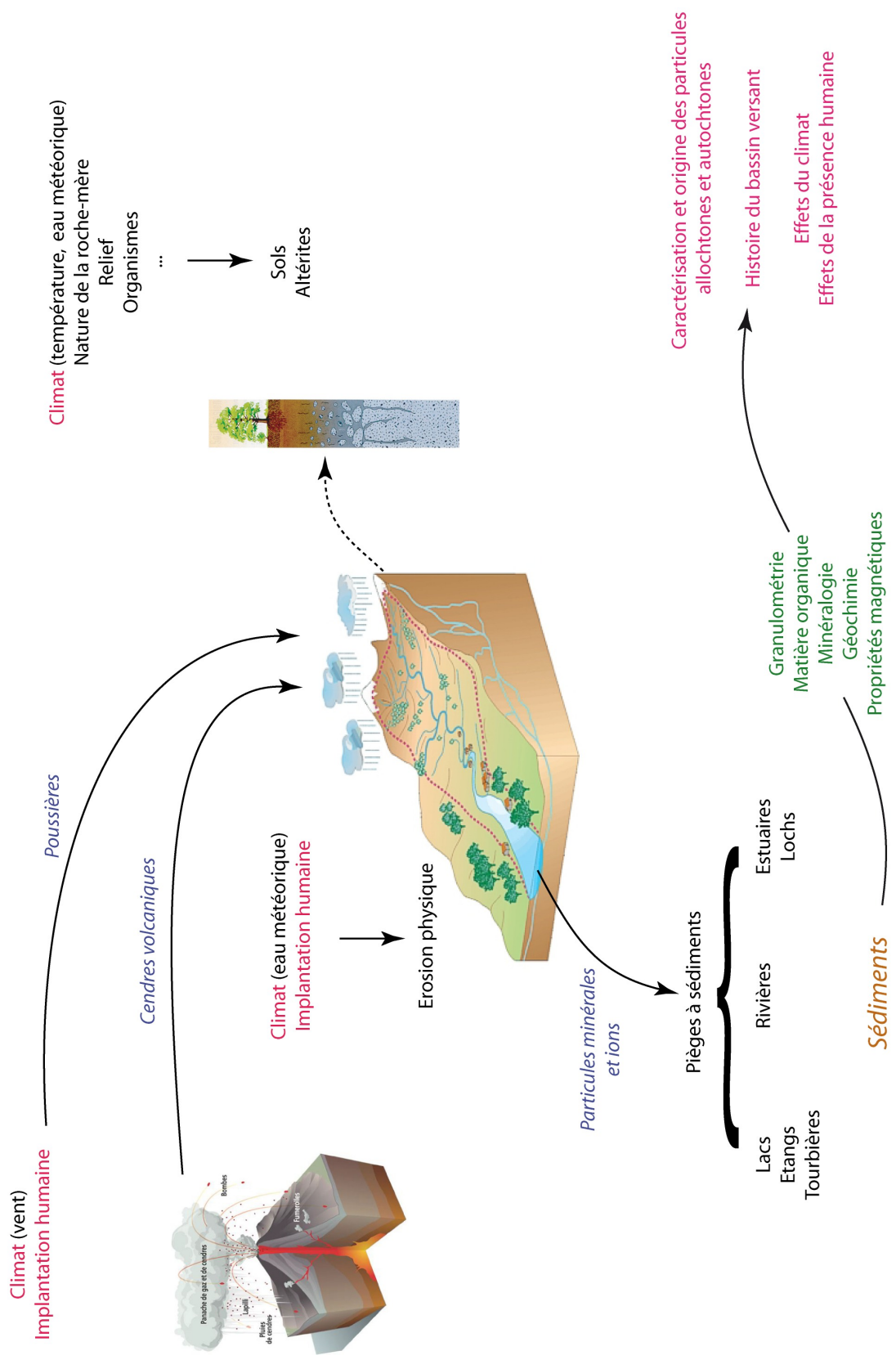
Les principaux sites qui illustrent ce mémoire sont (figure 4) :

- l'étang du Lautrey et les lacs d'Onoz et St Point (massif du Jura), le lac de Gerzensee (plateau suisse), le marais de la Maxe et le lac de Sewen (massif des Vosges), les tourbières de Roussy et de Peyre (Cantal), du Lauza (Alpes du Sud) et de l'île de Mull (Hébrides internes, Ecosse), le lago dell'Accesa (Toscane), les lochs marins Creran et Sunart (côte ouest de l'Ecosse) ;
- les sites fluviaux de Neublans (Jura) et de Mathey-Mandeure (Doubs), la Baie de Seine et les dépôts Plio-Pléistocène du seuil du Cotentin (Normandie), et l'embouchure du Rhône.



Figure 4 : Sites illustrant ce mémoire.

Les lochs, lacs et tourbières sont des sites dans lesquels les enregistrements sédimentaires sont généralement continus depuis le dernier maximum glaciaire (environ 20 000 ans) et souvent caractérisés par une résolution très fine. En revanche, les enregistrements sédimentaires en domaines alluvial et estuarien sont parcellaires, mais non dénués d'intérêt. En complément de l'étude de ces dépôts sédimentaires, l'accent sera mis sur l'utilisation de la qualité des matières en suspension transportées par les fleuves dans l'étude des transferts de matière au passage continent-océan.



Chapitre 1

Rivières et estuaires

Références prises en compte jointes à la fin de ce mémoire : Clet-Pellerin et al., 1997 ; Dugué et al., 1997 ; Bossuet et al., 2002 ; Pont et al., 2002 ; Vannière et al. 2003.

Lors de leur transport par les cours d'eau, les particules arrachées par l'érosion au bassin versant peuvent soit sédimenter et former des dépôts alluviaux, pérennes ou non, soit atteindre le domaine estuarien, et la mer, puis sédimenter.

I. Dépôts alluviaux – exemple du site de Neublans (Doubs).

Le domaine fluviatile est caractérisé par une dynamique d'érosion – sédimentation complexe (i.e. Amoros & Petts, 1993 ; Bravard & Petit, 1997 ; Thorne *et al.*, 1997). Alors que le domaine lacustre fournit des chroniques sédimentaires souvent complètes, le domaine fluviatile est beaucoup plus capricieux : la plaine alluviale est un paysage en constante modification au gré du déplacement du ou des chenaux, des crues et de leur intensité. Dans un tel contexte les sédiments ne conservent que de petits morceaux de la chronique sédimentaire. Pourtant, grâce aux limons fertiles qui s'y déposent et aux voies de communication que sont les cours d'eau, les plaines alluviales ont de tout temps été des endroits privilégiés de l'occupation humaine. Ces sites et leurs abords sont riches de restes archéologiques et sont des lieux privilégiés pour l'étude de la dynamique du peuplement, son impact sur les écosystèmes et sa relation avec les changements climatiques (i.e. Bravard *et al.*, 1992 ; Jorda & Provensal, 1996 ; Wasson, 1996 ; Ballantyne & Whittington, 1999 ; PAGES, 2000 ; Arnaud-Fassetta, 2002 ; Zolitschka *et al.*, 2003 ; Dearing, 2006 ; Gregory *et al.*, 2006 ; Hooke, 2006 ; Houben *et al.*, 2006). Les effets des changements climatiques mais aussi des activités humaines sur l'hydrologie, la couverture végétale et l'évolution du paysage s'y enregistrent. Il est tentant et intéressant d'y étudier ces effets et leurs interactions, à condition de trouver un site d'étude dont la position dans la plaine alluviale permet la conservation la meilleure et la plus complète de la chronique sédimentaire. Certaines zones en bordure de plaine alluviale semblent être les plus à même de répondre à cette exigeante condition car elles enregistrent les effets de l'érosion des reliefs bordant la plaine alluviale, et donc les conséquences de leur mise en culture, ainsi que les dépôts correspondant aux crues majeures qui marquent les périodes de forte dépression climatique sans pour autant forcément éroder les dépôts antérieurs comme c'est généralement le cas dans le lit majeur (Wasson, 1996).

Depuis plusieurs années des prospections archéologiques systématiques ont été entrepris sur différents sites de la vallée du Doubs. L'un de ces sites a fait l'objet d'une étude paléoenvironnementale dans le but de préciser l'impact de l'homme dans l'évolution des écosystèmes locaux. Il s'agit du secteur de Neublans (Jura) dans la basse vallée du Doubs (figure 5). Une étude similaire a débuté sur le site de Mathay-Mandeure (Doubs) près de Montbéliard (figure 5), suite au travail de thèse de Matthieu Thivet dont le mémoire est en cours de rédaction.

A. L'anthropisation du milieu naturel du 1^{er} au 9^{ème} siècle AD à Neublans.

Le secteur de Neublans est adossé au Plateau Bressan près de la confluence Saône-Doubs. Des études paléohydrologiques ont permis d'identifier les paléochenaux formés depuis le XVII^{ème} siècle (Sauty, 1999). Les travaux d'endiguement du cours majeur du Doubs ont débuté au XVIII^{ème} siècle et l'ont progressivement contraint. Actuellement, les témoins de levées naturelles, barres de méandres et méandres abandonnés, typiques d'une séquence de comblement, permettent de distinguer nettement dans le paysage le cours moderne du Doubs de celui correspondant au système alluvial holocène (figure 6).

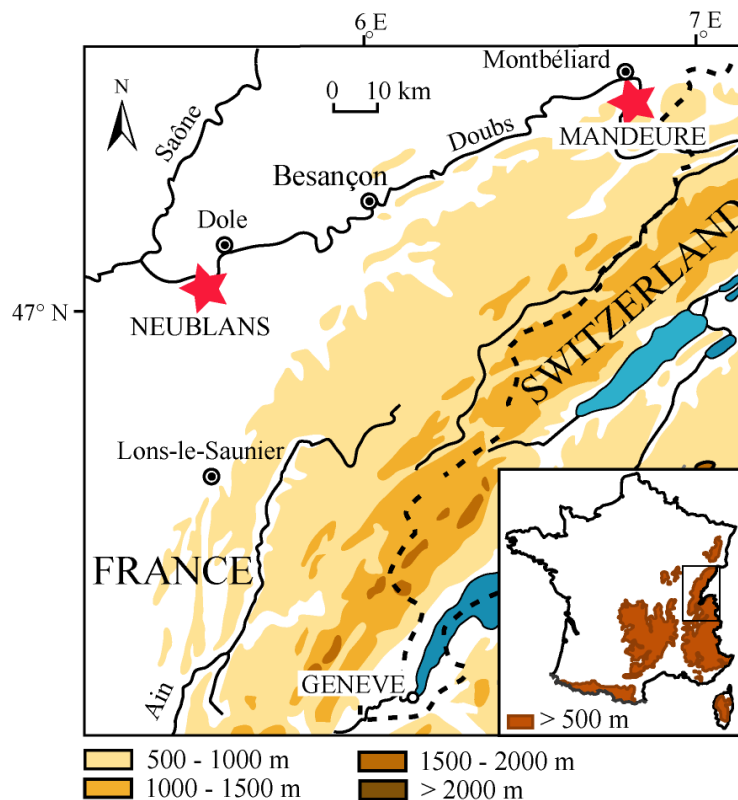


Figure 5 : Localisation géographique des sites de Neublans (Jura) et de Mandeure (Doubs).

Les prospections archéologiques ont mis en évidence des témoins d'occupation humaine correspondant à différentes époques (figure 6). L'Age du Fer (La Tène D1-D2) est représenté par une dizaine de sites, et quelques sites ont été datés de l'Age du Bronze IIIb-Hallstatt C (Daubigney *et al.*, 2004). Une première agglomération, construite à l'emplacement de fermes pré-existantes, est datée de la seconde moitié du I^{er} siècle (Barral *et al.*, 2000). Pendant la Période Romaine, une centaine de sites dont des fermes, quatre villages, des routes et deux gués, se répartissent sur tout le secteur et notamment dans la zone de la plaine alluviale soumise aux crues. A cette époque, la zone abrite une population assez dense. Pendant les II^{ème} et III^{ème} siècles, les activités agricoles se développent de manière assez innovante et dynamique comme le montre la présence de vignes (figure 7). Elles déclinent ensuite durant le Bas Empire Romain probablement en liaison avec une augmentation du niveau de l'eau dans certains secteurs (Barral *et al.*, 2000 ; Vannière *et al.*, 2000 ; Gauthier, 2001 ; Vannière, 2001 ; Daubigney *et al.*, 2004). Le début du Moyen-Age (sous Clovis puis Charlemagne) voit d'abord l'installation de petits villages puis la structuration de la région autour de pôles démographiques dynamiques (figure 6 D).

Compte-tenu des données archéologiques disponibles et de sa position géographique, ce secteur est idéal pour une étude de l'impact de l'Homme sur son environnement depuis l'Age du Bronze. Dans ce but, une séquence sédimentaire a été prélevée par carottage à la sonde russe afin d'éviter les problèmes liés à la compaction des sédiments. Le site de carottage est situé entre le pied du Plateau Bressan et une levée naturelle, dans la trace d'un ancien méandre comblé (figure 6). La séquence sédimentaire est constituée de cinq grands ensembles lithologiques (figure 7). La base de l'accumulation sédimentaire correspond à une formation colluviale argilo-limoneuse. Elle est recouverte par un second ensemble plus pauvre en quartz et de texture plus grossière, caractéristique d'une formation alluviale de type limon d'inondation. Le troisième ensemble présente des faciès de type tourbe, témoignant d'un ralentissement important de la sédimentation. Le quatrième ensemble, silto-limoneux, débute par un horizon très riche en débris végétaux et est recouvert

par le cinquième et dernier ensemble représenté par un faciès très organique, comparable à celui du troisième ensemble.

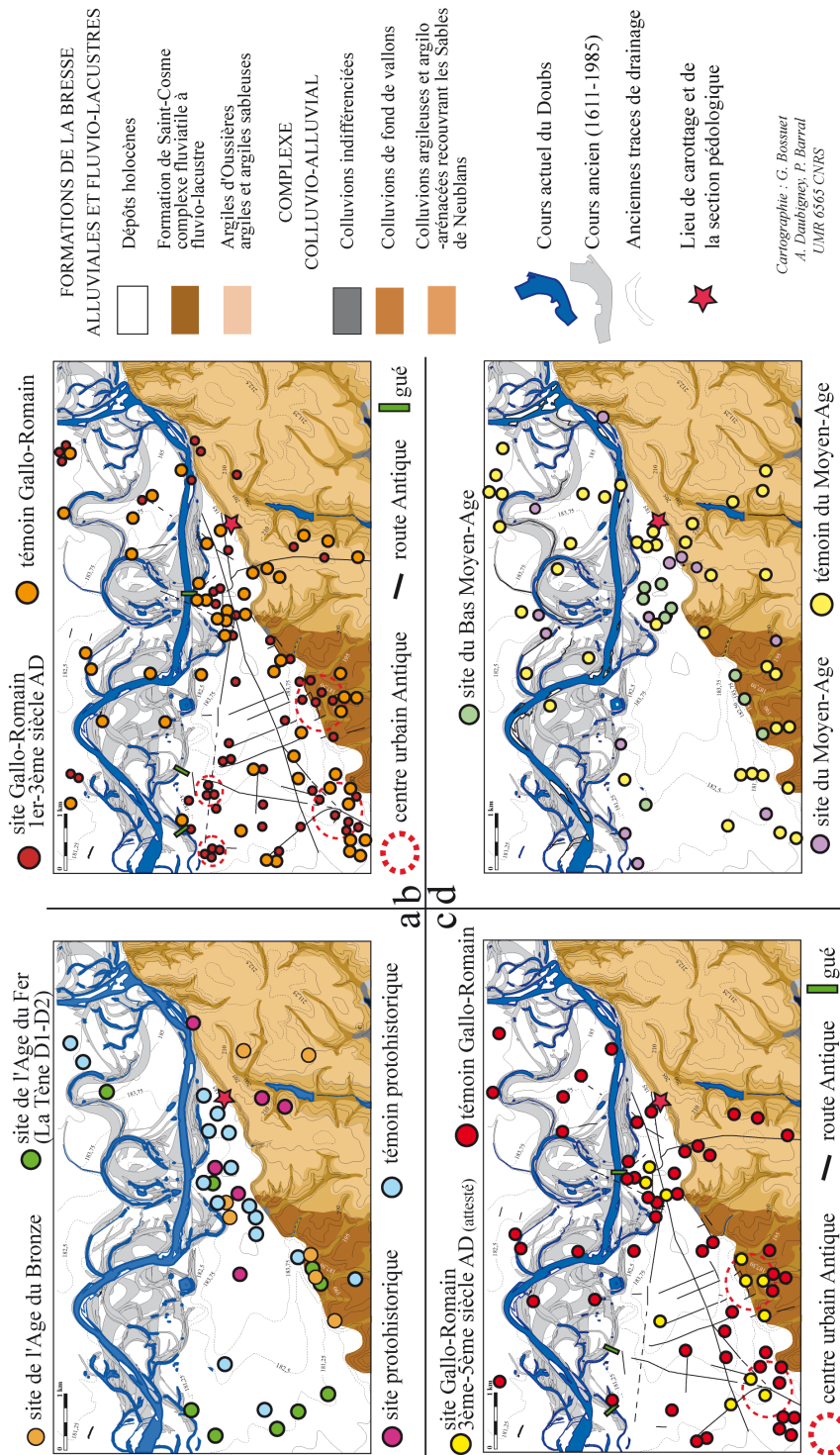


Figure 6 : Périodes d'occupation successives de la basse vallée du Doubs (reconstitution à partir des données archéologiques). a : période protohistorique, b : Haut Empire Romain, c : Bas Empire Romain, d : Moyen Age.

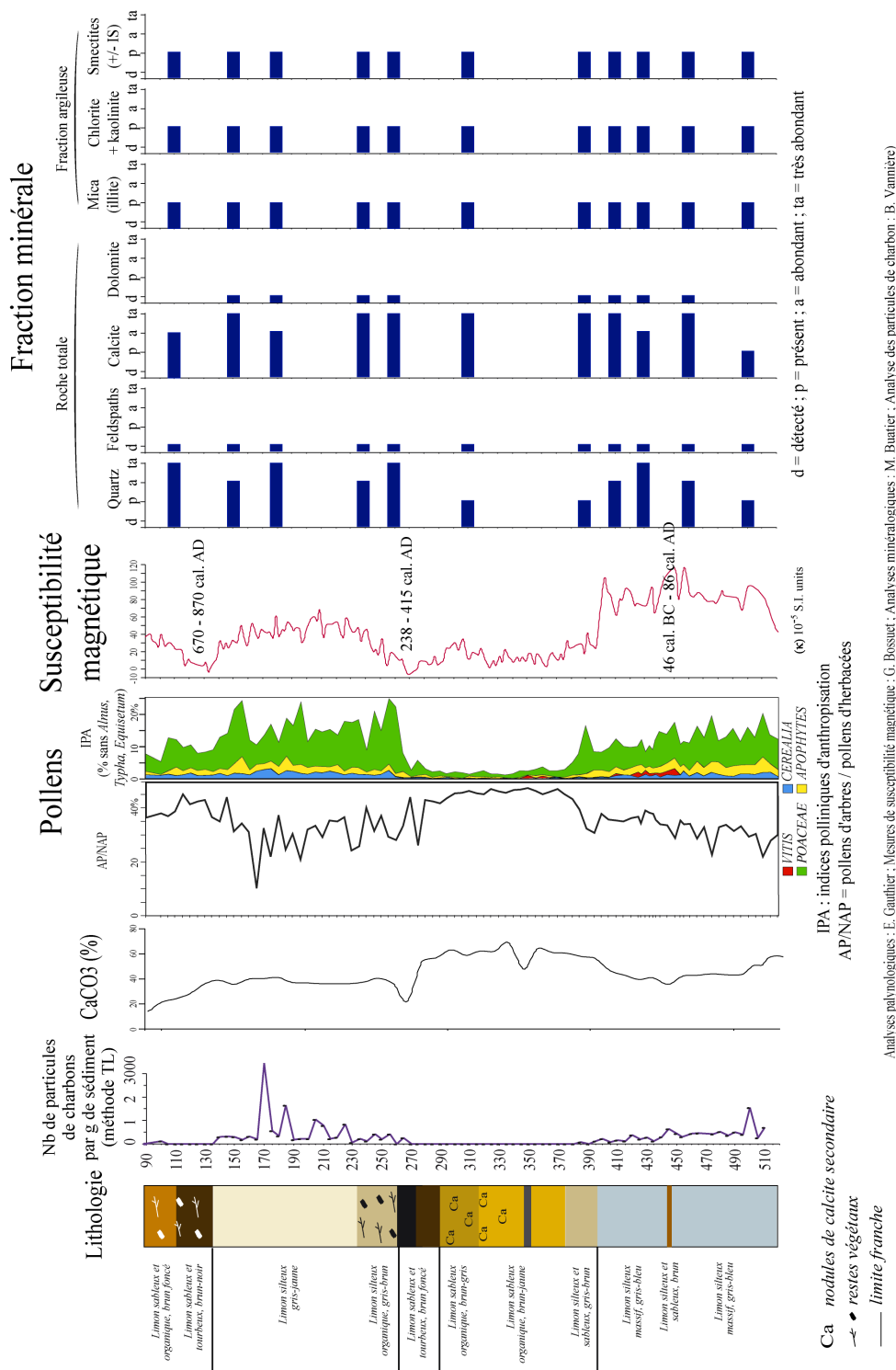


Figure 7 : Carottage N1 : Lithologie, particules de charbon, teneur en CaCO₃, susceptibilité magnétique, datations 14C, diagramme pollinique très simplifié (seuls le rapport AP/NAP et les % d'IPA réduits à *Vitis*, *Cerealia*, *Poaceae* et *Apophytes* sont représentés) et minéralogie de la fraction minérale.

La mesure de la susceptibilité magnétique et les analyses minéralogiques, polliniques et des débris carbonisés permet de relier ces différentes périodes d'occupation et de structuration du territoire à des pratiques agricoles et de confirmer l'existence de périodes de déprise agricole voire d'abandon du secteur par les populations (Vannière *et al.*, 2000 ; Gauthier, 2001 ; Vannière, 2001 ; Vannière *et al.*, 2003). Ainsi, l'ensemble constituant la base de l'accumulation sédimentaire, centré sur le premier siècle de notre ère, correspond à une période d'importants défrichements, à l'aménagement d'espaces ouverts destinés aux pâturages, au développement agricole intense avec la culture des céréales et de la vigne. Les deux ensembles lithologiques sus-jacents, plus riches en carbonates, présentent tous les signes d'une importante déprise agricole synchronisée d'une reprise de l'alluvionnement sur le site, ayant probablement débuté au II^{ème} siècle, puis d'une recolonisation forestière du milieu. Cette période coïncide avec les épisodes de crues qui affectent la plupart des bassins fluviaux à cette époque (Bravard *et al.*, 1992) et une remontée des niveaux de lacs dans le Massif jurassien (Magny, 1992). Les quatrième et cinquième ensembles lithologiques montrent la reprise des aménagements du milieu par l'homme et des activités agricoles, datée entre la fin du III^{ème} et le début du V^{ème} siècle après J.C., mais une disparition de la vigne (figure 7). La représentation pollinique différente de celle du premier ensemble sédimentaire est caractéristique d'un milieu encore très humide et montre une anthropisation du milieu plus régionale (Gauthier, 2001).

B. Apports de l'enregistrement sédimentaire.

Afin de préciser l'origine des sédiments rencontrés et le fonctionnement de l'accumulation sédimentaire, la minéralogie et les caractéristiques granulométriques des sédiments de la séquence ont été comparées à celles des Formations géologiques constituant le Plateau Bressan (figure 5) et des horizons pédologiques présents dans le coteau le plus proche du site et prélevés dans deux tranchées. Les analyses minéralogiques n'ont apporté aucune nouvelle information, si ce n'est la décarbonatation des horizons pédologiques et la présence de quelques feldspaths dans les horizons pédologiques et dans les Formations géologiques.

En revanche, les courbes granulométriques sont très variées et toutes polymodales (figure 8). Plutôt que d'utiliser les indices granulométriques classiques (Skewness, Kurtosis, ...) dont la signification est problématique sur les courbes très polymodales, j'ai choisi de traiter ces courbes par déconvolution en utilisant le logiciel PeakFit puisqu'il est maintenant admis que les populations de particules se répartissent suivant des lois log-normales qui peuvent être additionnées entre elles dans des proportions variables, chaque loi log-normale correspondant à un mode précis (Lambert *et al.*, 1981 ; Wang *et al.*, 1999 ; Lacroix *et al.*, 2000 ; Bénézet & Benhassaine, 2001) (figure 9). La normalisation de ces différentes courbes granulométriques autorise une comparaison directe et, ainsi, la détermination de la part de chacune des composantes particulières dans les sédiments carottés à Neublans.

Après déconvolution, il apparaît que l'allure des courbes granulométriques est due à huit populations de particules dont les modes sont présents tout le long du carottage. Le logiciel PeakFit permet d'obtenir pour chaque mode la hauteur réelle ainsi que la surface du pic correspondant et son pourcentage de représentativité dans la courbe granulométrique globale. Dans le cas de Neublans, que l'on choisisse la hauteur de pic ou sa surface, les informations obtenues amènent à la même conclusion. Personnellement, je préfère travailler à partir des surfaces, car cela me semble mathématiquement plus satisfaisant, les pics n'ayant pas la même largeur.

La figure 10 présente les variations de la proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution des courbes granulométriques des sédiments prélevés dans le carottage, les horizons pédologiques (F1-A, -B et -C, F2-A1 et -C) et les Formations géologiques (p-IVs/A, p-IVs-sup, p-IVs-inf). Afin de dégager des tendances de comportement entre échantillons, j'ai traité ces données par analyse en composantes principales (ACP). Les résultats obtenus sur les variables montrent que les modes présentent quatre comportements distincts (figure 11). Ces divers comportements se retrouvent dans la distribution des individus qui se regroupent par affinité (figure 12). Ceci permet de définir treize unités granulométriques le long de la carotte (unités G1 à G13, figure 13) et de les comparer avec les horizons pédologiques, les Formations géologiques et les données précédentes.

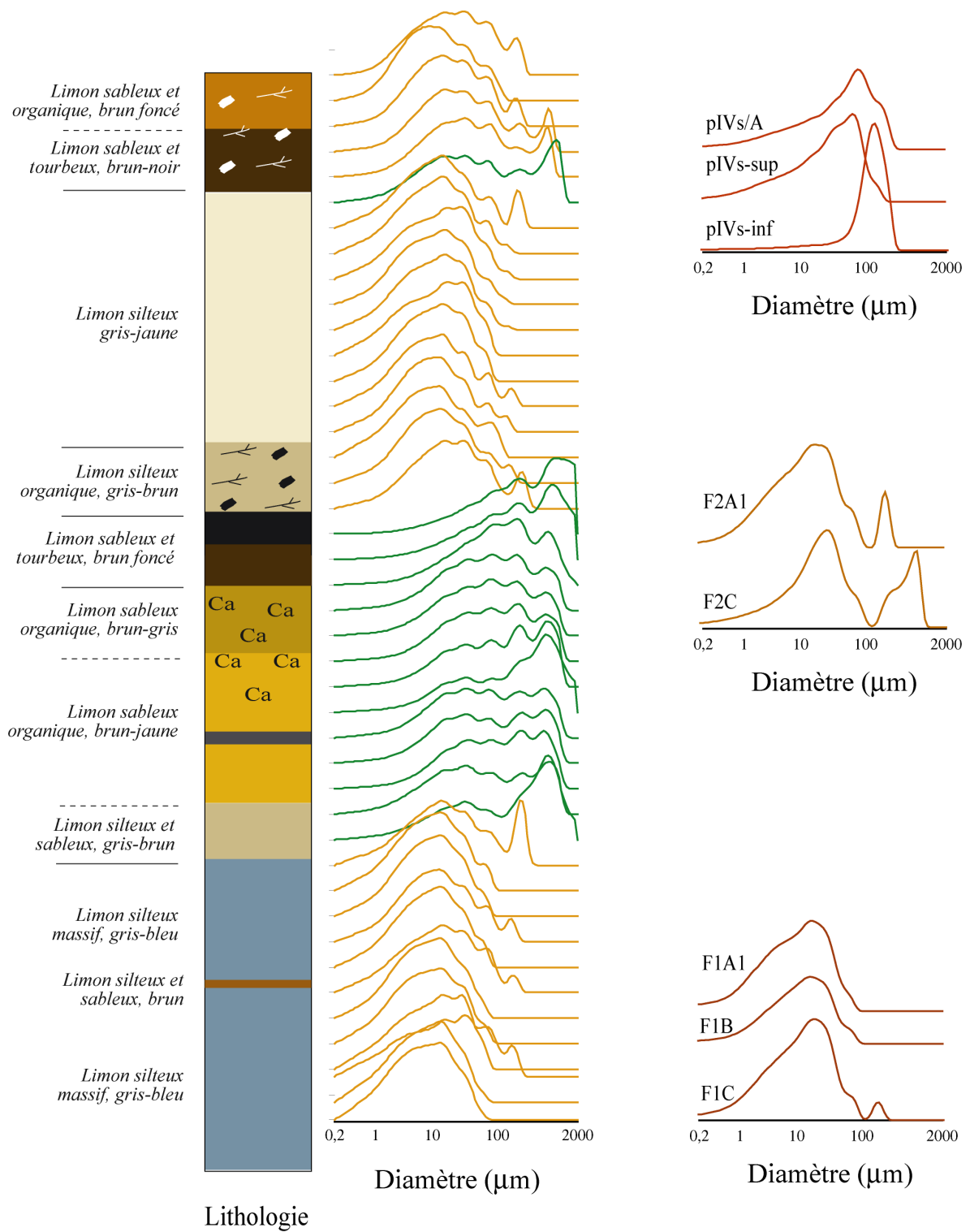


Figure 8 : Courbes granulométriques (en fréquence non cumulée) obtenues pour les échantillons prélevés sur le carottage N1, dans les tranchées pédologiques F1 et F2, et le profil P.

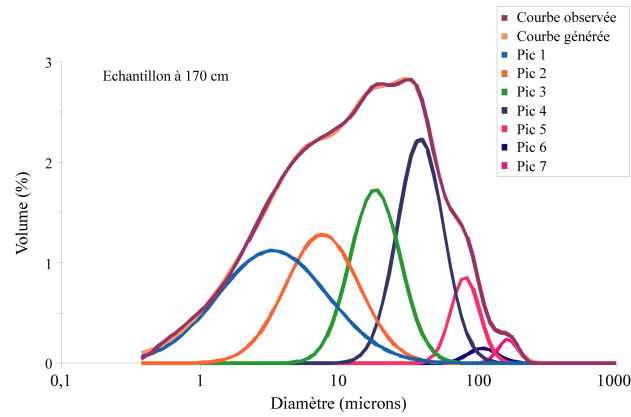


Figure 9 : Déconvolution de la courbe granulométrique obtenue sur l'échantillon de sédiment prélevé à 170 cm de profondeur dans le carottage N1. La courbe générée est reconstituée à partir des pics obtenus par la déconvolution).

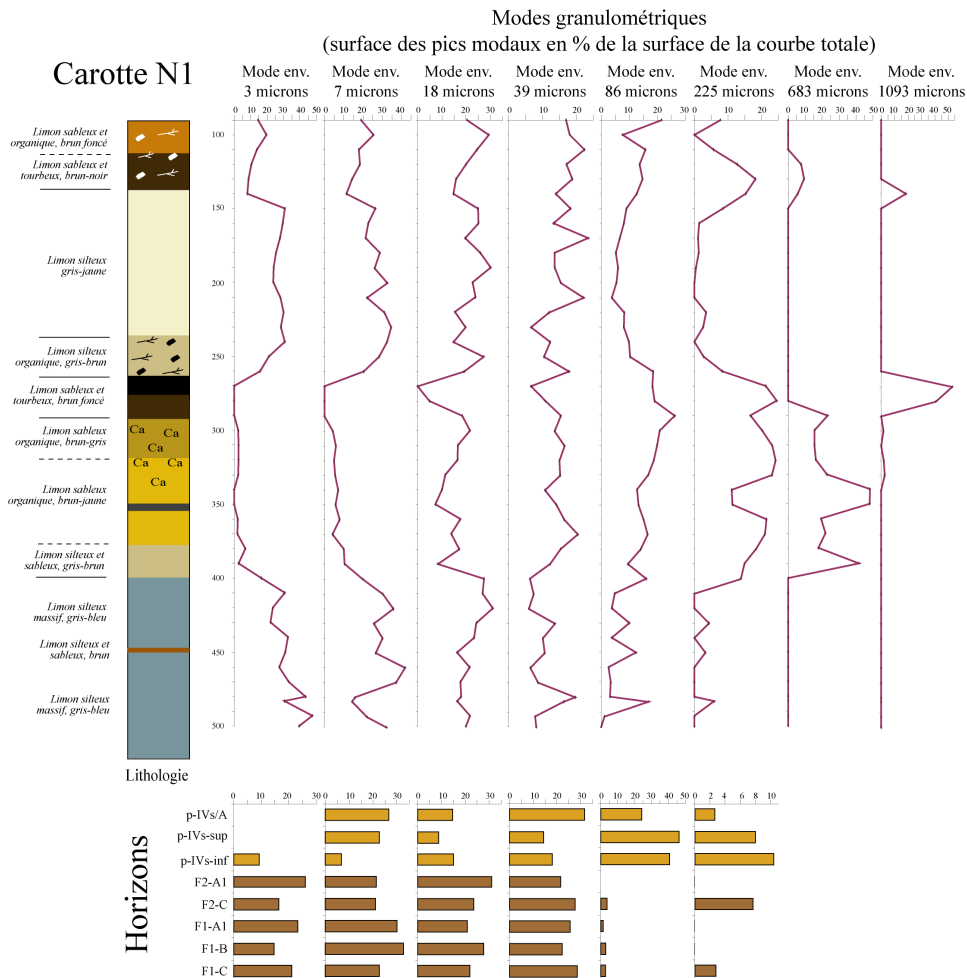


Figure 10 : Variations de la proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Les pics sont nommés en fonction de la valeur moyenne du mode (moyenne sur tous les échantillons où le pic est présent).

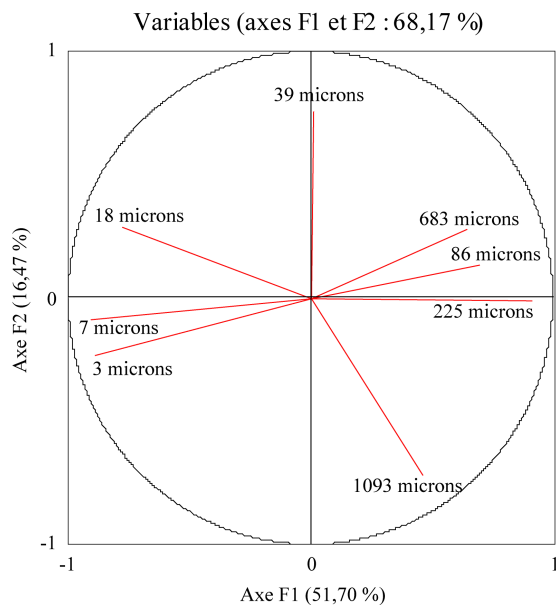


Figure 11 : Analyse en Composantes Principales des valeurs de proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Résultat obtenu pour les variables.

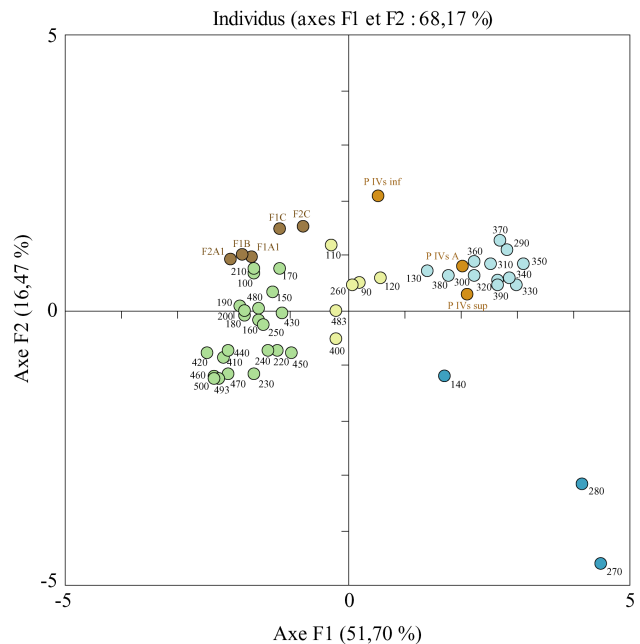


Figure 12 : Analyse en Composantes Principales des valeurs de proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Résultat obtenu pour les individus.

C. Capacité d'enregistrement des sédiments

Plusieurs observations et conclusions découlent de ces données (Vannière *et al.*, 2001 ; Bossuet *et al.*, 2002 ; Vannière *et al.*, 2003 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2004).

- Le signal de susceptibilité magnétique évolue de la même manière que les particules fines. Il est dû en grande partie à la présence d'argiles et de silts fins, au sens granulométrique du terme, et de particules détritiques silicatées (quartz, feldspaths, minéraux argileux) comme dans beaucoup d'autres enregistrements du même type (par exemple : Stoner *et al.*, 1995 ; Stoner *et al.*, 1996 ; St-Onge *et al.*, 1999 ; Ljung *et al.*, 2006 ; Song *et al.*, 2006 ; Yuan *et al.*, 2006 ; Sangode *et al.*, 2007).

- L'histoire environnementale enregistrée dans cette séquence sédimentaire peut être résumée en quatre grandes périodes (A = G1 à G4, B = G5 et G6, C = G7 à G9, et D = G10 à G13).

- Les périodes A (centrée sur le 1^{er} siècle après J.-C.) et C (située entre le III^{ème} et le VIII^{ème} siècle après J.-C.) correspondent à des aménagements du milieu par l'homme et à la sédimentation de matériaux fins provenant probablement de l'érosion des sols par la mise en culture des coteaux. Les passées plus grossières observées dans ces matériaux sont sans doute à relier à des dépôts de crues exceptionnelles.

- Des pratiques agricoles différentes entre la période A (présence de la vigne) et la période C (poacées, pas de vigne) pourraient avoir eu un effet sur la sédimentation puisque l'on note des caractéristiques granulométriques légèrement distinctes entre ces deux ensembles qui pourraient probablement être liées à des remaniements de sols différents selon le type de culture.

- La période B voit la recolonisation forestière suite à une déprise agricole et le dépôt de matériaux très grossiers typiques des dépôts de crue. L'arrêt du remaniement anthropique des sols et la reprise de l'alluvionnement ont favorisé des apports de matériaux provenant de l'amont du Doubs et de

l'érosion de la base des coteaux (Formations géologiques locales) traduisant des phénomènes érosifs intenses contemporains d'une modification morphologique probable de la zone d'accumulation sédimentaire.

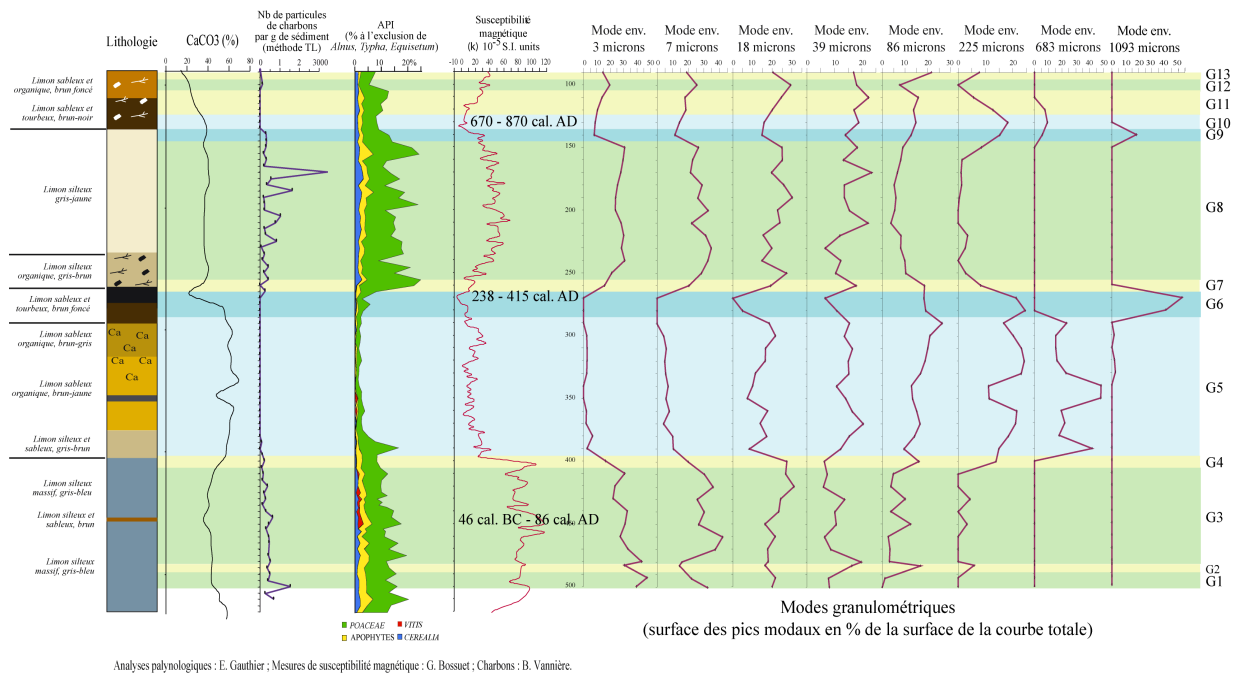


Figure 13 : Carottage N1 : lithologie, diagramme pollinique simplifié, susceptibilité magnétique et résultats de la déconvolution des courbes granulométriques. Les phases G1 à G13 ont été obtenues à partir du traitement des résultats de la déconvolution par ACP.

- La période D débute vers 670-870 ans cal. AD et marque l'installation d'une nouvelle dépression climatique. Cet événement est régional puisque contemporain de la phase de hauts niveaux lacustres du Petit Maclu 2 décrite par Magny (1992, 2004) dans le Jura et de la détérioration climatique des 7^{ème} et 8^{ème} siècles décrite par Berger (1995) dans la vallée rhodanienne.

- La figure 13 met en évidence un décalage temporel net entre le dépôt des premiers sédiments grossiers marquant la reprise de l'alluvionnement sur le site de Neublans, qui correspond au début de la dépression climatique, et la disparition des pollens liés aux activités agricoles. Le site a continué à être cultivé et habité alors que les dépôts de crue affectaient toute la plaine alluviale. Son abandon pour cause de conditions de vie de plus en plus difficiles a été progressif.

- Au plan régional, ces alluvionnements de matériel grossier typique des dépôts de crue coïncident avec les dépressions climatiques marquées par une augmentation des niveaux de lacs dans le Massif jurassien (Magny, 1992, 2004) et des épisodes de crue qui affectent la plupart des bassins fluviaux de l'Europe de l'ouest à ces époques (Bravard *et al.*, 1992 ; Bravard, 1996 ; Zolitschka *et al.*, 2003 ; Leveau *et al.*, 2002 ; Arnaud *et al.*, 2005 ; Ollive, 2006).

D. Conclusions.

Malgré une dynamique d'érosion – sédimentation complexe (i.e. Amoros & Petts, 1993 ; Bravard & Petit, 1997 ; Thorne *et al.*, 1997) et des chroniques sédimentaires souvent incomplètes, le domaine fluvial peut fournir de précieuses informations sur les effets des changements climatiques mais aussi des activités humaines sur l'hydrologie, la couverture végétale et l'évolution du paysage, et leurs interactions, à condition

de trouver un site d'étude dont la position dans la plaine alluviale permet la conservation la meilleure et la plus complète de la chronologie sédimentaire.



II. Dépôts estuariens

Les estuaires sont des interfaces entre le domaine continental, via le système fluvial, et le domaine marin ouvert. Contrôlées par la marée et la houle, leurs dynamiques morphologiques et sédimentaires sont très complexes.

Actuellement, les estuaires se développent dans divers types d'environnements : vallées fluviales ou glaciaires, côtes rocheuses ou zones tectoniquement actives (Perillo, 1995) et ont des caractéristiques qui évoluent selon de vastes échelles de temps et d'espace (Wright *et al.*, 1973; Dalrymple *et al.*, 1992; Wright & Mariott, 1993). En zone tempérée de l'hémisphère nord, la plupart des estuaires résultent d'une érosion fluviale des reliefs durant le dernier maximum glaciaire, associée à une baisse du niveau marin il y a 18000 ans environ et à un remplissage sédimentaire transgressif lié à la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène (Dalrymple *et al.*, 1994 ; Zaitlin *et al.*, 1994 ; Allen, 2003 ; Garnaud *et al.*, 2003). Depuis 9000 ans la plupart des estuaires modernes de la zone tempérée accumulent des sédiments provenant du bassin versant d'une part et du domaine marin d'autre part (Boyd *et al.*, 1992; Chappell & Woodroffe, 1994). Ces sédiments fins sont généralement bien préservés (Demarest & Kraft, 1987 ; Dalrymple *et al.*, 1992). Néanmoins, dans les estuaires dominés par la marée, la sédimentation se fait essentiellement dans la partie interne de l'estuaire sous l'influence des cycles tidaux, du débit fluvial, de l'action des vagues et des changements morphologiques induits par l'Homme. (Wright *et al.*, 1973 ; Dalrymple *et al.*, 1992 ; Boyd *et al.*, 1992 ; Chappell & Woodroffe, 1994).

La circulation estuarienne est le principal facteur de contrôle de la distribution de la matière minérale, argileuse ou non, d'origine marine ou continentale, qui constitue la matière particulaire en suspension (Postma, 1967; Meade, 1969, 1996; Gibbs, 1977; Feuillet & Fleischer, 1980). Cependant, dans les estuaires macrotidaux (dont l'amplitude des marées est supérieure à 4 mètres, d'après Davies, 1964) il est important, mais difficile, de connaître l'origine et le bilan sédimentaire des particules fines. L'étude des lithofaciès sédimentaires et des compositions minérale et géochimique des sédiments estuariens peut permettre d'apporter des informations importantes sur l'origine de ce matériel fin, les transferts et les conditions de sédimentation.

Tôt dans l'histoire de l'Homme, les estuaires ont été des zones de convergence des activités portuaires puis industrielles. Le facteur anthropique y est devenu prépondérant et les estuaires sont enfin au centre de nombreuses études. Aujourd'hui, malgré une urbanisation de plus en plus importante des estuaires, les modèles sédimentaires ne tiennent souvent compte que des variables naturelles et ignorent les changements induits par les activités anthropiques. Pourtant, celles-ci affectent la sédimentation estuarienne soit directement dans la zone estuarienne, soit indirectement depuis le bassin versant. Depuis environ mille ans, l'évolution des estuaires est liée aux modifications du drainage des bassins versants (déforestation), aux pratiques agricoles nouvelles (endiguement, assèchement des zones humides) et à la navigation (construction de digues, dragage intense) (par ex. : Lesueur *et al.*, 1996 ; Mouchel *et al.*, 1998 ; Garnaud, 2003 ; Delsinne, 2005). Tout ceci provoque des conflits d'intérêts entre activités industrielles, pratiques agricoles et navigation d'un côté, et pêcheries et réserves naturelles de l'autre côté, qui font que les estuaires actuels ont un impact significatif sur l'environnement.

J'ai été amenée à participer à l'étude de deux systèmes estuariens, l'un actif et l'autre fossile. Dans les deux cas, je me suis intéressée aux compositions minéralogique et géochimique des sédiments présents dans ces systèmes. Il s'agissait d'une part de reconstituer l'origine et les chroniques des apports sédimentaires et d'autre part d'expliquer les variations sédimentaires observées.

A. Systèmes actifs - exemple de la Baie de Seine

La Seine est longue de 776 km et draine un bassin versant de 78650 km² qui s'ouvre sur la Baie de Seine. Son débit moyen annuel est d'environ 410 m³.s⁻¹. Le transport sédimentaire sur le fond (sable et graviers) est peu documenté mais considéré comme négligeable (Vigarié, 1965). Le flux moyen annuel des matières en suspension continentales (silt et argiles) est d'environ 6,4.10⁵ t.an⁻¹ (pour la période 1960-1993) et lié au débit. L'amplitude des marées varie de 3 mètres en mortes eaux à 7,5 mètres en période de vives eaux. Les courants tidaux sont importants dans l'estuaire. La limite supérieure de la dynamique tidale est représentée par le barrage de Poses (figure 14), 160 km à l'intérieur des terres. Cet estuaire est relativement bien protégé de la houle en provenance de la Manche ouest. Cependant, des vents locaux peuvent provoquer des vagues de ouest à nord-ouest. Comme dans les autres estuaires macrotidaux, les marées contrôlent fortement la turbidité. Durant les périodes de grandes marées et bas débits fluviaux, la teneur en matières en suspension varie de 0,1 g.l⁻¹ à plus de 1 g.l⁻¹ dans le chenal principal (quantités respectives de MES : de 30000 à 400000 tonnes). Pendant les crues, la limite aval du maximum de turbidité est au-delà de l'estuaire. Les matières en suspension sont alors transportées hors de l'estuaire vers la mer. En revanche, durant les périodes d'étiage, seule une faible partie des sédiments sort de l'estuaire et le transport des MES domine de la baie vers l'estuaire (Avoine, 1981, 1986).

La Seine inférieure circule dans une vallée en auge incisée dans les craies du Crétacé supérieur qui limitent actuellement la plaine alluviale. Le substratum de l'estuaire inférieur est constitué de craie Cénomanienne à l'amont de Tancarville, et de calcaires et argiles oxfordiens supérieurs au niveau de l'embouchure actuelle. Le cours inférieur de la Seine peut être divisé en trois parties (figure 14).

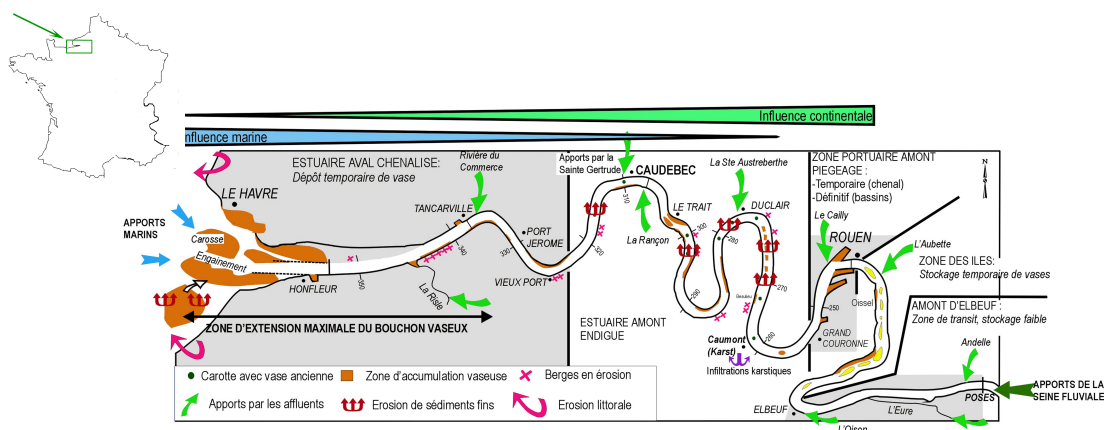


Figure 14 : Situation géographique de la Seine et cartographie des zones d'accumulation vaseuse et d'érosion (modifié d'après Lesourd, 2000).

- La Seine fluviale correspond à des eaux douces non perturbées par les marées ; cette zone est limitée en aval par le barrage de Poses.
- L'estuaire supérieur correspond à la zone tidale en eau douce ; il s'étend entre le barrage de Poses, où la marée dynamique est d'environ 30 centimètres, et Vieux Port, mais cette limite avale varie entre Caudebec-en-Caux durant les étiages et Tancarville en période de crue.
- L'estuaire inférieur correspond à la zone tidale en eaux saumâtres à salines et s'étend de Vieux Port à l'embouchure.

1. Historique

Durant l'épisode froid du Weichselien, la dernière baisse relative du niveau marin (il y a 18000 ans) a provoqué l'incision de la Seine dans le socle mésozoïque (Lefebvre *et al.*, 1974; Auffret *et al.* 1980). Le

Tardi-glaciaire a vu le dépôt de graviers fluviaux hétérogènes sur le fond du thalweg. A partir de la transgression marine holocène, des sédiments marins et fluviaux se sont accumulés dans l'estuaire. Ces sédiments holocènes deviennent de plus en plus épais de Rouen vers l'aval et peuvent atteindre une épaisseur de 25 mètres à l'embouchure (Lefebvre *et al.*, 1974). Ils présentent des lithofaciès très variés, en accord avec la zone de dépôt dans l'estuaire. Dans l'estuaire supérieur, ils contiennent des tufs calcaires intercalés avec des tourbes et des argiles, des silts et sables très fins fluvio-marins et des limons argileux. Dans l'estuaire inférieur, les principaux lithofaciès sont des silts estuariens à intercalations de tufs et tourbes, des sables fins coquilliers et des galets de silex le long des barres d'embouchure (Lesueur *et al.*, 2003).

L'estuaire de Seine est un estuaire macrotidal typique dont l'évolution naturelle est très perturbée par l'Homme depuis le milieu du XIX^{ème} siècle. L'étude des conséquences de l'impact anthropique sur les caractéristiques morpho-sédimentaires de l'estuaire et la sédimentation sur le plateau continental adjacent a débuté il y a une vingtaine d'années (Avoine, 1981; Avoine *et al.*, 1981; Avoine, 1986). Plus récemment, Lesourd (2000), Lesourd *et al.* (2002), Garnaud (2003) et Delsinne (2005) se sont intéressés aux changements morpho-sédimentaires récents (à l'échelle d'une centaine d'années) provoqués par la gestion industrielle et commerciale de l'estuaire et à l'origine d'une augmentation de l'envasement de l'embouchure de la Seine.

L'évolution naturelle de l'estuaire de Seine a été radicalement modifiée par l'Homme depuis le milieu du XIX^{ème} siècle, lorsque de vastes travaux de génie civil liés à l'activité du port de Rouen (amélioration des conditions de navigation dans l'estuaire) et aux installations industrielles du Havre ont été initiés (figure 15). Le comblement sédimentaire naturel et les activités humaines ont entraîné des réajustements morphosédimentaires considérables et modifié la distribution des faciès sédimentaires (Lesourd *et al.*, 2001). Dans son ensemble, jusque vers 1850, l'estuaire était un système essentiellement sablo-graveleux, alors qu'actuellement les sédiments qui se déposent sont des sables et des vases. Il en résulte la formation d'une séquence régressive épaisse de quelques mètres qui correspond au passage d'un environnement distal (galets, graviers et sables grossiers) à un environnement proximal (vases et sables fins). Les travaux de génie civil ont provoqué une réduction importante des différentes sections de l'estuaire, la migration puis le comblement des chenaux nord et sud, alors que le chenal de navigation doit être entretenu par des dragages intensifs. La zone de dépôt des vases s'est déplacée vers l'aval et est située aujourd'hui dans le domaine marin ouvert, où les vagues et les courants tidiaux rendent précaire l'équilibre de ce processus (Lesourd *et al.*, 2002 ; Lesourd *et al.*, 2003).

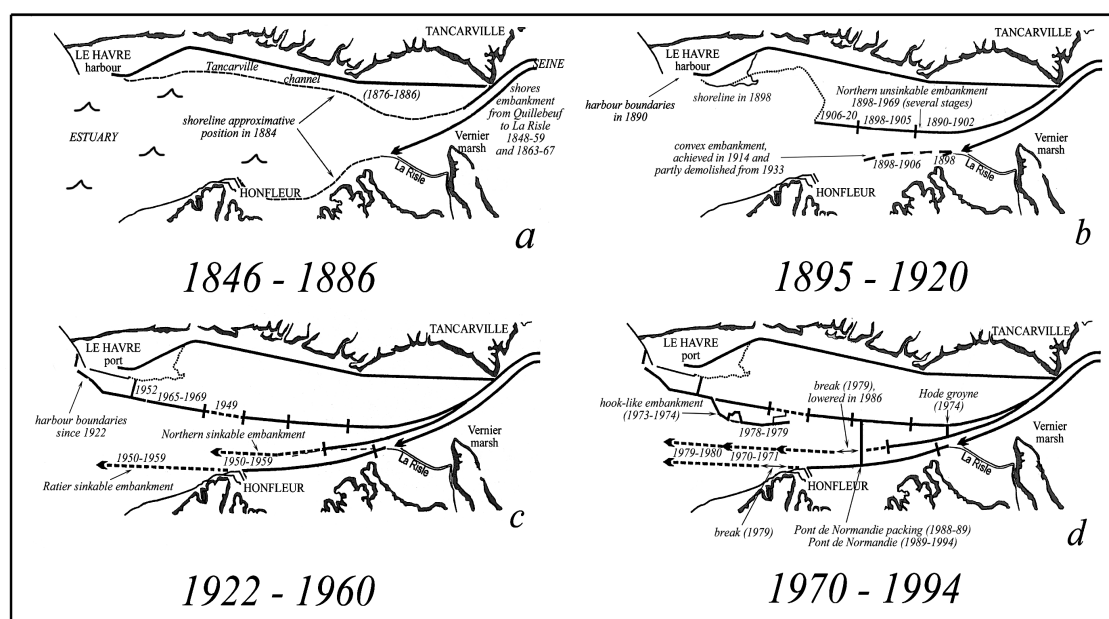


Figure 15 : Historique des aménagements de l'estuaire de Seine.

La morphologie actuelle de l'estuaire est donc surtout artificielle et résulte de son adaptation aux modifications anthropiques. La Seine a été canalisée et draguée sur 120 km à l'amont de l'embouchure pour permettre la navigation entre la mer et le port de Rouen. Aujourd'hui, à l'embouchure, un dragage intense est nécessaire pour maintenir une hauteur d'eau de 5 à 6 mètres. Les vasières intertidales et les marais salants sont restreints au banc nord de l'estuaire et des vasières sableuses s'étendent au sud de l'exutoire à l'aval de Honfleur.

2. MES et sédiments de fonds superficiels

Dans le cadre du Programme Seine-Aval, j'ai réalisé des analyses minéralogiques et géochimiques (éléments majeurs, en traces et terres rares) des matières en suspension et des sédiments de fond actuels prélevés en différents sites situés entre Rouen et l'estuaire de Seine face au Havre (Walter-Simonnet *et al.*, 2000). Ces analyses, associées aux teneurs en isotopes artificiels (Boust, 1997, 1999) montrent que la Seine aval est actuellement le siège du mélange de trois types de particules, l'un d'origine continentale provenant du bassin versant, le deuxième « marin » et le troisième correspondant à l'érosion de vases fossiles présentes dans les falaises. Le type océanique contient des minéraux typiques des massifs cristallins du Cotentin (illite, chlorite ; Avoine 1981; Boust, 1981) ainsi que des teneurs non négligeables en isotopes artificiels émis par les installations militaires de Cherbourg et par le centre de la Hague (Guéguéniat *et al.*, 1979; Jeandel *et al.*, 1981; Boust, 1997). Les sédiments de fond montrent des caractéristiques minéralogiques dont la répartition le long du chenal de Seine prouve que le type et l'âge des sédiments à l'affleurement varie de place en place.

L'estuaire et la Baie de Seine sont donc le lieu idéal pour identifier, à partir de carottages, les relations existant entre les variations de la lithologie et la minéralogie du sédiment d'une part et les variations climatiques et la chronologie des aménagements du site d'autre part.

3. Les sédiments fossiles

Dans le cadre du Programme Seine-Aval, plus de 150 carottages (carottiers Kullenberg et Reineck) ont été réalisés dans l'ensemble de l'estuaire avec l'aide du "Côte de Normandie" et du "Côte d'Aquitaine" (Lesourd, 2000). Afin d'analyser le système estuaire-minéral et ses variations au cours du temps, six d'entre eux ont été choisis en fonction de leur position géographique dans l'estuaire (figure 16). Trois carottages proviennent du chenal de la Seine, dans l'estuaire supérieur entre Rouen et Caudebec (carottages 1571, 1582 et 1598). Un autre carottage, le 1664, a été prélevé dans l'engainement (lit majeur de l'embouchure) en face de l'entrée du chenal de navigation. Les deux derniers carottages (1118 et 1122) proviennent de la partie sud de la Baie de Seine, en face de Villers/Mer.

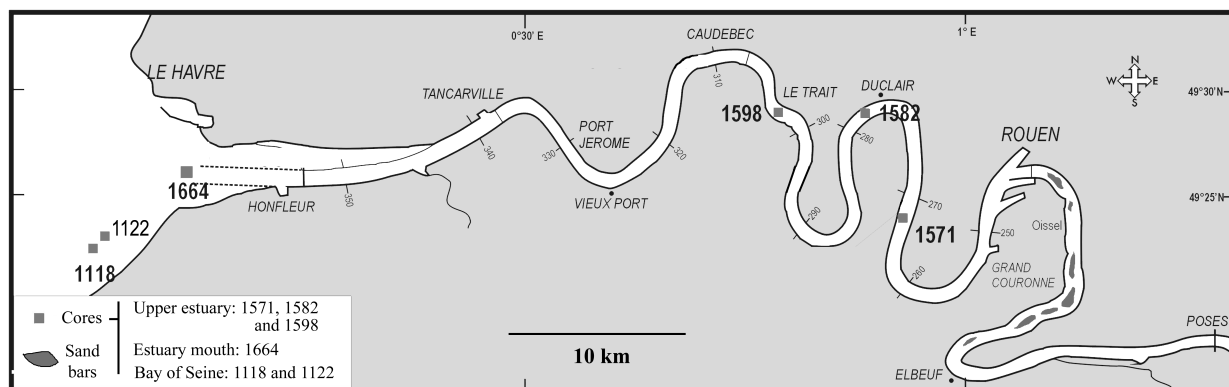


Figure 16 : Situation des six carottages étudiés.

Les études faciologiques, réalisées dans le cadre du travail de doctorat de Sandric Lesourd (Lesourd, 2000 ; Lesourd *et al.*, 2001), et les analyses minéralogiques (sur trois fractions : $> 63 \mu\text{m}$, $< 63 \mu\text{m}$ et fraction argileuse) que j'ai entreprises sur les sédiments des six carottes (figure 17) permettent, comparées aux mêmes analyses réalisées sur les matières en suspension et les sédiments de fond, d'en préciser l'origine en différents points de l'estuaire (Walter-Simonnet *et al.*, en révision).

Ainsi, l'érosion du bassin versant a une influence nette sur les dépôts situés en amont de Honfleur. Le matériel analysé contient des racines et des gastéropodes d'eau douce. Il correspond à des dépôts anciens, probablement des sédiments de la plaine alluviale holocène (Lefebvre, 1974; Lesueur *et al.*, 2003). L'absence de radionucléides artificiels modernes (^{60}Co and ^{137}Cs) dans un matériel aux caractéristiques équivalentes confirme le caractère ancien de ces dépôts (Guézennec, 1999). Les sables carbonatés et les graviers qui recouvrent ses dépôts constituent le seul matériel actuellement mobile sur le fond du chenal de navigation (Lesourd, 2000 ; Lesueur *et al.*, 2003).

En revanche, les sédiments prélevés au sud de l'estuaire proviennent pour une grande part de l'érosion de la côte du Calvados. Une date radiocarbone obtenue sur un débris de bois dans la partie inférieure des dépôts (figure 17) donne un âge Atlantique ($6530 \pm 100 \text{ yr BP}$). Ces dépôts, d'origine continentale (ils contiennent des racines en place) précèdent la transgression marine. Ils sont recouverts de dépôts dont les caractéristiques minérales confirment l'érosion de la côte et une influence marine de moins en moins importante.

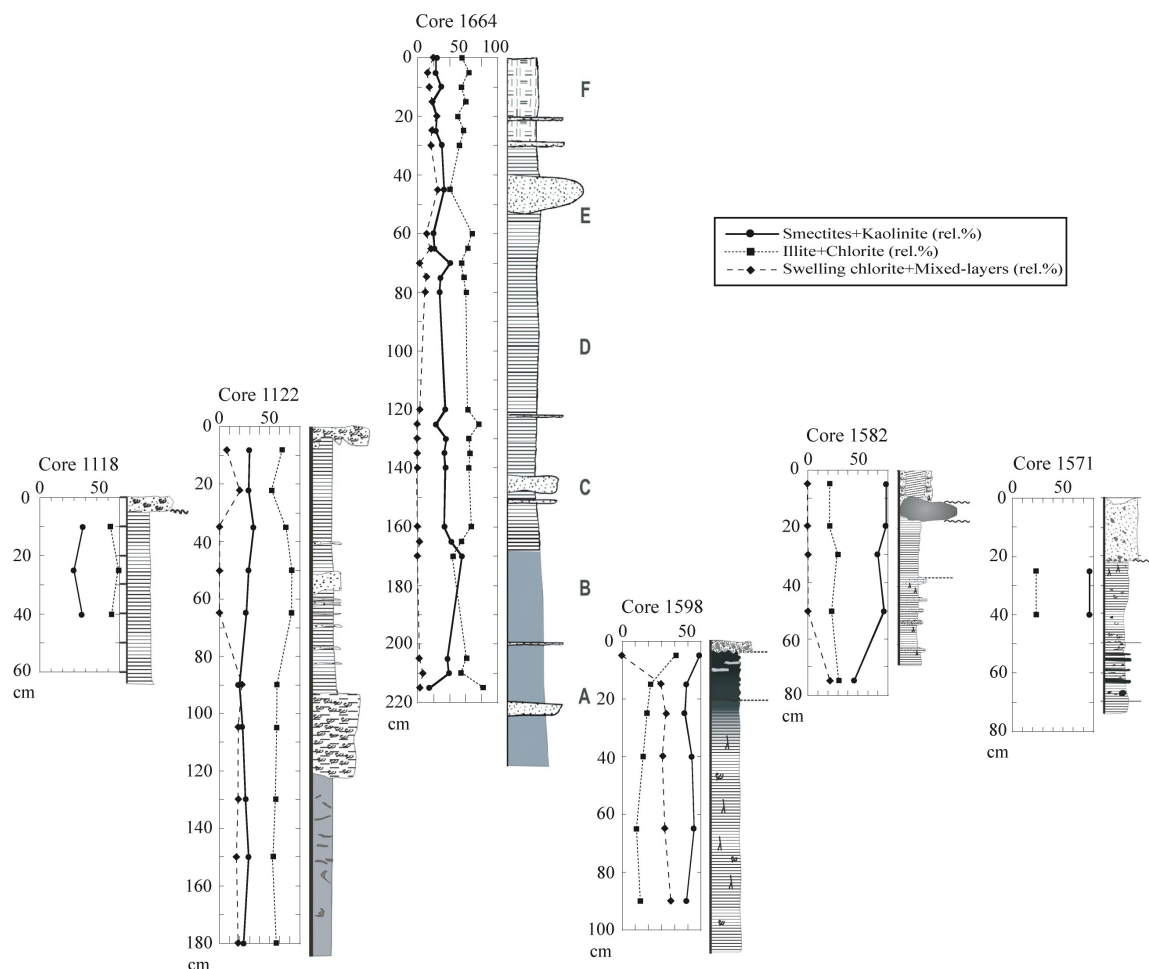


Figure 17 : Minéraux argileux présents dans les carottes 1194, 1118, 1122, 1598, 1582 et 1571.

Les vases et sables carottés à l'embouchure du chenal de navigation ont des caractéristiques minérales et des origines variées dont l'évolution peut être corrélée aux modifications morphologiques de l'estuaire. De bas en haut, on observe des argiles homogènes caractéristiques des zones de décantation et d'accumulation de boues (Avoine, 1981; Lesourd, 2000). L'influence marine y est de moins en moins importante au cours du temps. Ce lithofaciès correspond au plancher subtidal des chenaux de l'ancien estuaire. Au-dessus, la sédimentation change. Les interstratifications de sables et de boues observées sont caractéristiques des limites de barres sableuses tidales. Ces barres se sont déplacées d'est en ouest, conséquence du changement du remplissage naturel de l'estuaire, accru par la construction et l'extension vers l'ouest des digues submersibles Nord, de 1970 à 1980, et du Ratier, de 1950 à 1980 (figure 15 ; Lesourd, 2000). La source de matériel est alors double. Il provient du chenal principal de l'estuaire et de la Baie de Seine. La sédimentation change à nouveau au sommet du carottage. On y observe des passées boues et sableuses à structure chaotique, caractéristique de sédiments en perpétuelle remobilisation par la navigation et les dragages. Le régime hydrologique local permet une sédimentation du matériel le plus grossier, alors que le matériel plus fin est remobilisé, agité et déplacé.

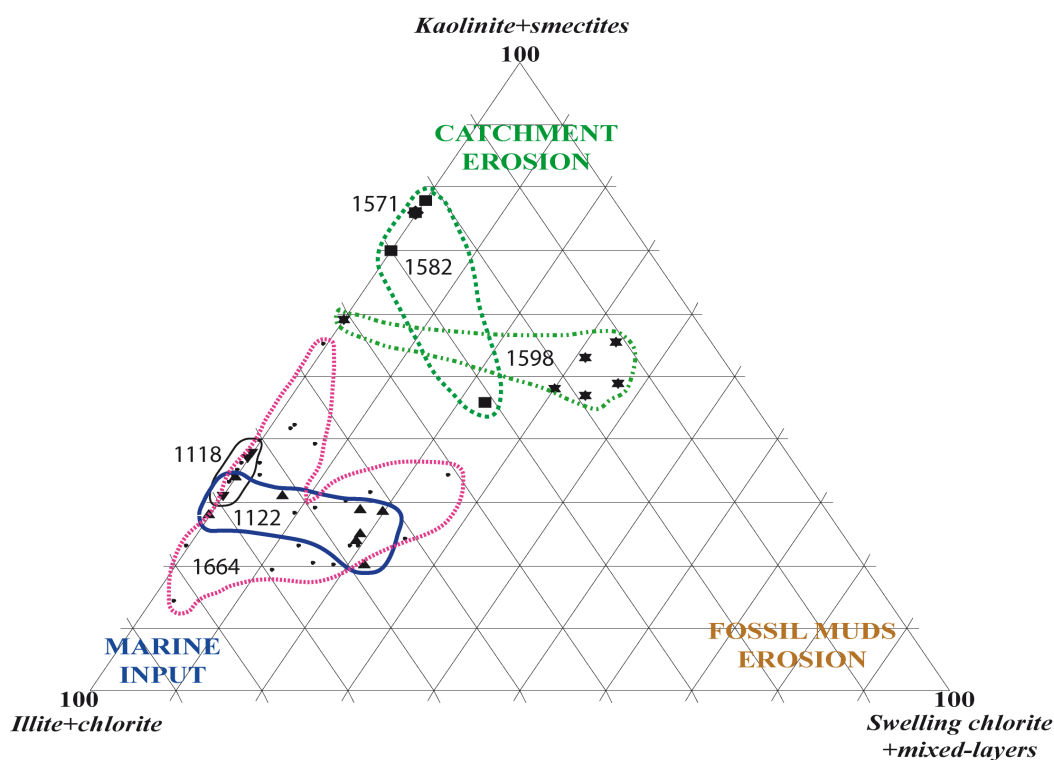


Figure 18 : Distribution des échantillons analysés dans un diagramme ternaire kaolinite+smectites-illite+chlorite-interstratifiés+chlorite gonflante.

4. Apport de la géochimie

Compte-tenu des conclusions élaborées à partir des lithofaciès et des compositions minérales des sédiments fossiles, il devenait intéressant de préciser l'effet des aménagements anthropiques avec l'aide de la géochimie. Pour ce faire, des analyses de la composition géochimique en éléments majeurs et en traces ont été réalisées sur les carottes 1582, 1122 et 1664, situées respectivement dans le chenal de Seine, le sud de la Baie et l'engainement (Walter-Simonnet *et al.*, in prep.). Les échantillons analysés sont uniquement des vases aux caractéristiques granulométriques semblables, les sables étant sans grand intérêt géochimique dans le cadre de notre étude. Ces vases sont constituées essentiellement de minéraux argileux, de calcite et de quartz, avec quelques traces de feldspaths, de pyrite et des oxy-hydroxydes de fer.

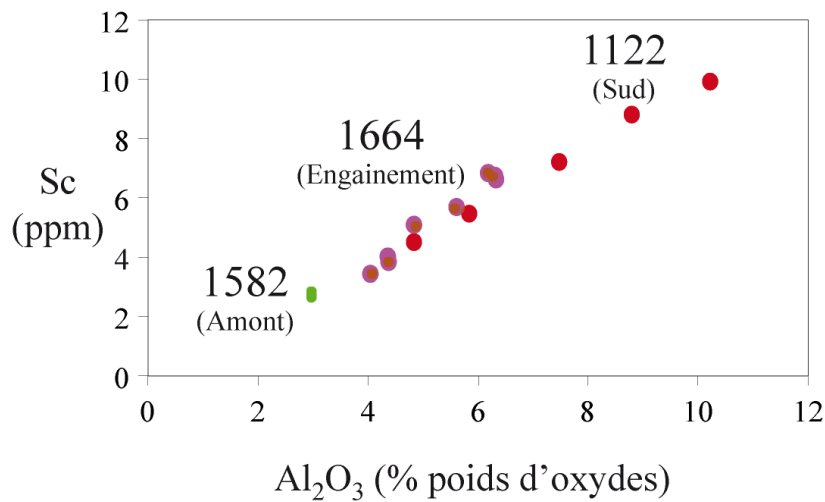


Figure 19 : Corrélation entre les teneurs en scandium et en aluminium.

Comme le montre la bonne corrélation entre les teneurs en Al_2O_3 et en scandium, élément provenant uniquement du bruit de fond géochimique, les vases analysées représentent des mélanges entre deux pôles majeurs (figure 19). Mais, dans le détail, les échantillons prélevés dans la carotte 1664 se distribuent sur une droite qui s'écarte légèrement de la droite tracée par les échantillons provenant des carottes 1582 et 1122. Les trois groupes de particules présents dans la baie ("marin", "continental" et "vases fossiles") se distinguent donc ici aussi, avec une influence plus importante du type continental (particules provenant de l'érosion du bassin versant) dans la carotte 1664.

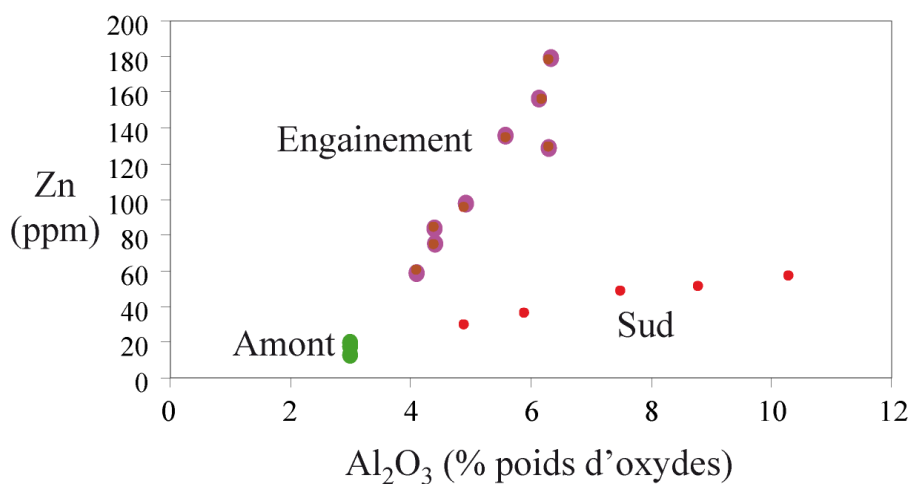


Figure 20 : Distribution de la teneur en zinc en fonction de la teneur en aluminium.

Cette même carotte 1664 présente des teneurs en Fe_2O_3 plus élevées que celles mesurées dans les sédiments des deux autres carottes. Ces dernières contiennent de la pyrite, mise en évidence par diffraction des rayons X. En revanche, les teneurs en fer de la carotte 1664 s'expliquent par la présence d'oxyhydroxydes de fer. Dans cette carotte, les variations des teneurs en fer montrent une évolution identique à celles des teneurs en zinc (figure 20). La plupart des éléments en traces présentent des variations de leurs teneurs comparables à celle du zinc. Ces variations peuvent donc s'expliquer par la seule composition minéralogique du sédiment. Seul le plomb se caractérise par des variations de teneurs atypiques (figure 21). Les teneurs en plomb des échantillons prélevés à la base et à 15 cm de profondeur de la carotte présentent des teneurs en plomb à peine plus élevées que celles des carottes 1582 et 1122. En revanche, les sédiments de la partie médiane de la carotte (bords de barres sableuses tidales) présentent des teneurs plus élevées. On peut ainsi tenter une datation très relative de ces sédiments qui correspondraient au XIX^{ème} siècle (révolution industrielle). Naturellement, pour être retenue, une telle hypothèse doit être confortée par d'autres analyses, notamment des mesures de valeur des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ qui pourraient confirmer si le plomb analysé est lié à l'industrie pétrochimique.

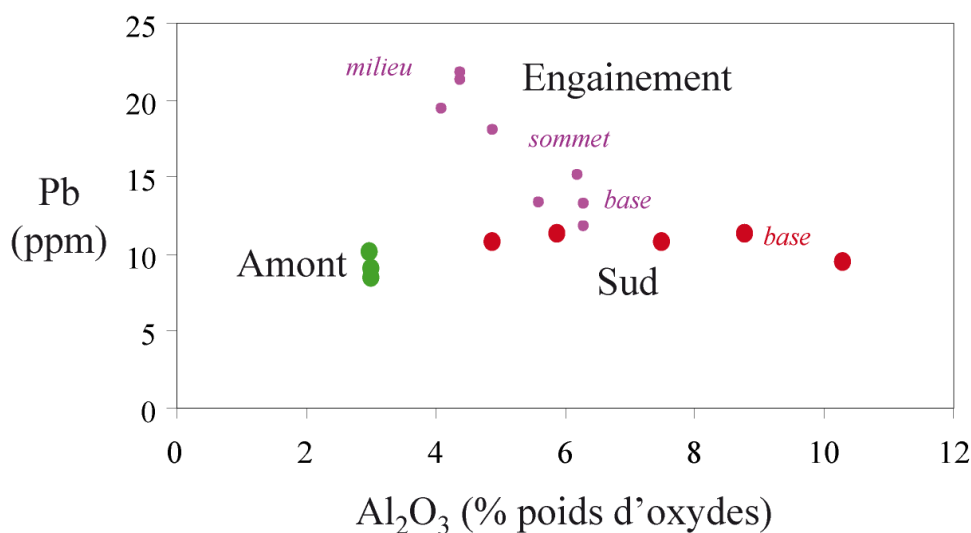


Figure 21 : Distribution de la teneur en plomb en fonction de la teneur en aluminium.

5. Conclusions

Comme dans tout estuaire, la chronique sédimentaire de la Baie de Seine est très fragmentaire. Les sédiments forment un patchwork aussi bien géographique que temporel (en profondeur). Leur datation est rendue difficile car, à moins de trouver des thanatocoenoses ou des racines en place, les coquilles et débris coquilliers sont presque tous remobilisés. Dans le récent, la datation par le ^{210}Pb a été tentée mais les résultats obtenus sont inutilisables, probablement à cause de la forte teneur en sel du milieu (P. Lesueur, communication personnelle).

B. Systèmes anciens – exemple du seuil du Cotentin

Le Cotentin est un plateau littoral dont la partie centrale (Centre Cotentin) (figure 22) est une zone topographiquement déprimée. Elle constitue un isthme entre le golfe normand-breton (Manche occidentale) et la baie de Seine (Manche orientale). Géologiquement parlant, le Cotentin est une partie du Massif armoricain comprenant des témoins des orogénèses cadomienne et varisque (Dugué, 2007) et notamment d'importantes zones de failles dont le rejeu au cours de l'extension permo-carbonifère a permis

l'accumulation d'épaisses séries continentales. Certaines de ces zones de failles ont également été réactivées pendant le Mésozoïque ou le Cénozoïque et contrôlent la localisation de bassins jurassiques ou éocènes. L'histoire post-éocène régionale s'intègre dans l'histoire de la convergence alpine. Des dépôts miocènes et plio-pléistocènes sont reconnus dans la partie centrale du Cotentin où trois plateaux séparés par des failles principalement ENE-WSW et NW-SE sont distingués (Clet-Pellerin, 1983, 1984, 1996 ; Clet-Pellerin & Morzadec-Kerfourn, 1985 ; Clet-Pellerin & Huault, 1987 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1985, 1999 ; Pareyn, 1987 ; Baize *et al.*, 1998).

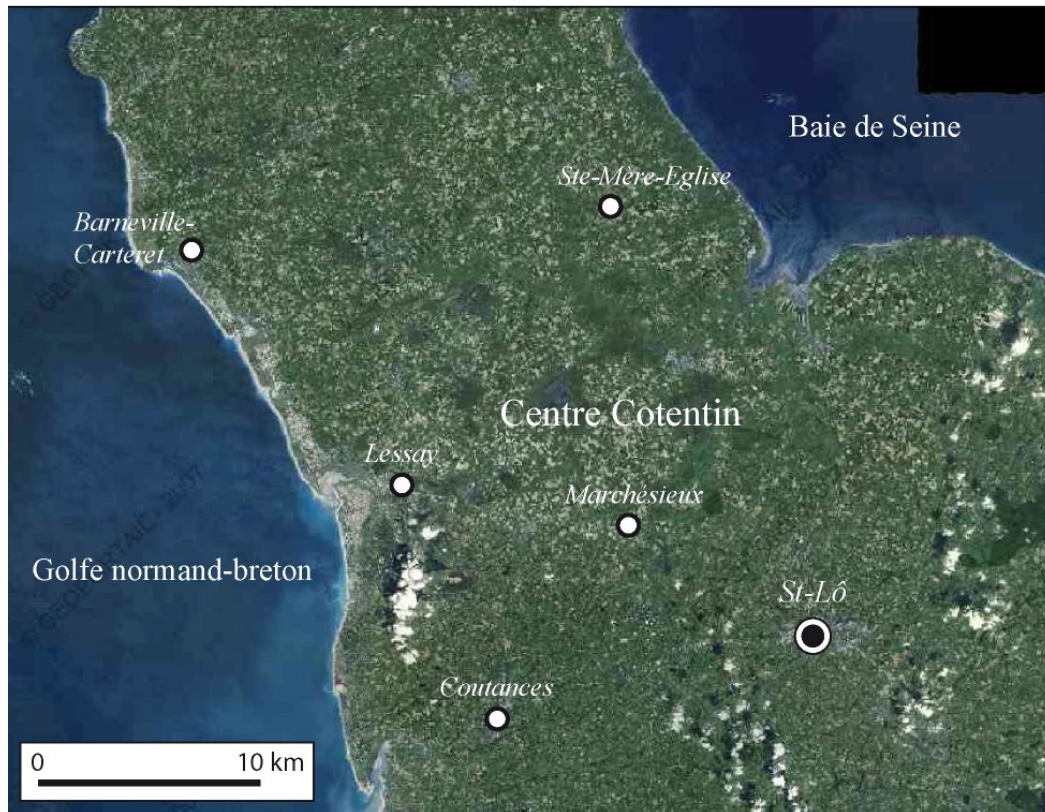


Figure 22 : Situation géographique du Centre Cotentin.

Dans le cadre du travail de doctorat de Stéphane Baize, Martine Clet-Pellerin (palynologie), Olivier Dugué (lithofaciès sédimentaires), Edgard Laville (géologie structurale) et moi-même (minéralogie et géochimie) nous sommes intéressés plus particulièrement au bassin de Carentan (figure 23) et à son remplissage sédimentaire. Notre but était de connaître la géométrie 3D des dépôts, de caractériser et de dater les différentes unités sédimentaires, afin de reconstituer les conditions de dépôt et les paléo-environnements et de préciser les interactions entre contexte géodynamique et climat dans le cycle érosion-sédimentation (Baize, 1998).

1. Remplissage sédimentaire plio-pléistocène du seuil du Cotentin.

Le Bassin de Carentan est comblé par une succession de sédiments pliocènes et pléistocènes (sables marins et fluviaux associés à des argiles et des faluns). Une étude de terrain systématique des carrières de la région (Clet-Pellerin et al., 1997 ; Dugué et al., 1997) et de plus de 150 forages, a prouvé que ces sédiments forment des unités nombreuses aux faciès variés et que leurs répartition et relations les unes avec les autres sont plus complexes que les études antérieures ne le laissaient supposer.

L'épaisseur totale des dépôts plio-pléistocènes du Bassin du Cotentin peut atteindre 250 m, mais la séquence totale n'est jamais rencontrée ni en carrière, ni en forage. Nos analyses ont mis en évidence que la sédimentation plio-pléistocène se répartit selon six formations (Grès coquilliers de Marchésieux, Marnes du Bosq d'Aubigny, Falun de Bohon, Marnes de Saint-Nicolas-de-Pierrepont, Sables de Saint-Vigor et sables de la Lande de Millières) qui ont enregistré le passage d'une sédimentation marine à des dépôts fluviaux (figure 23). Ces formations présentent des variations latérales importantes (figure 24).

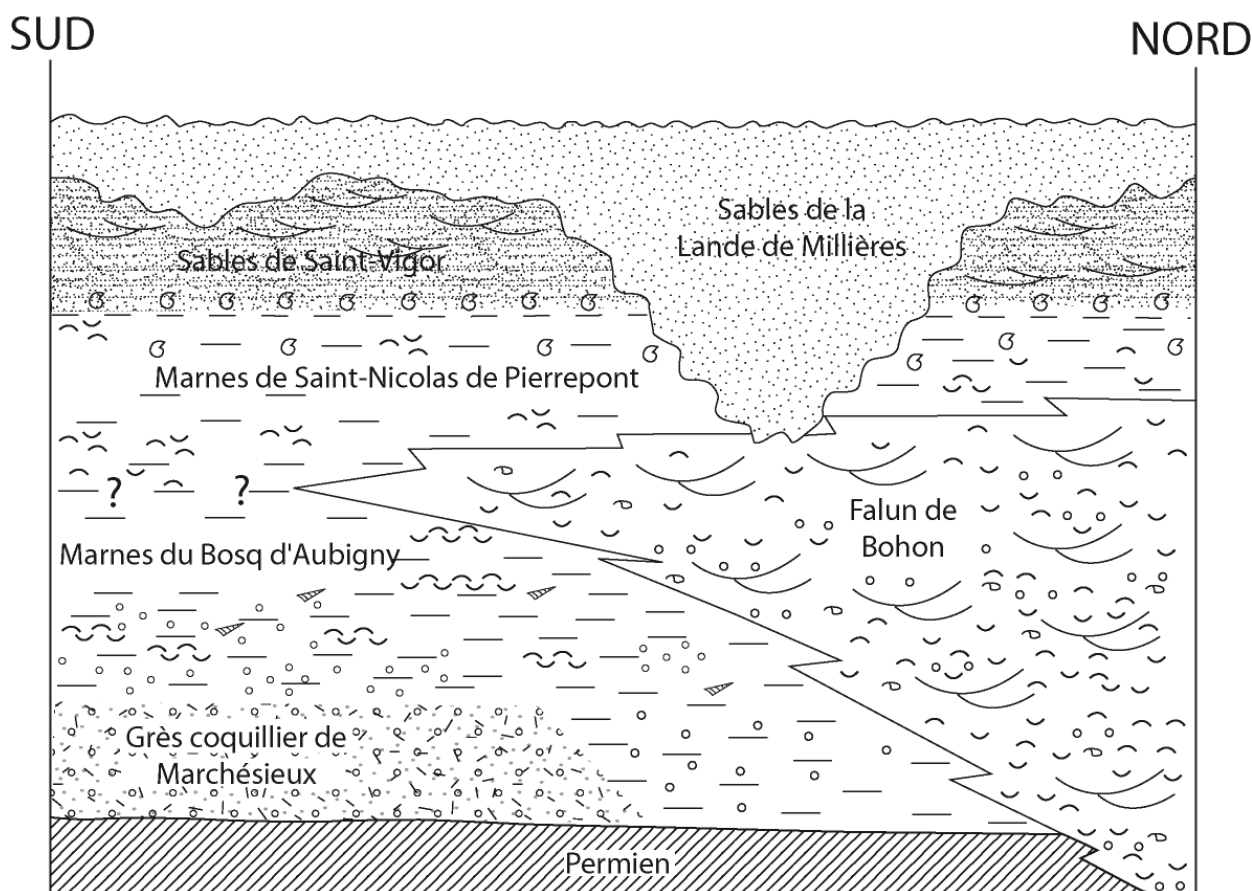


Figure 24 : variations latérales dans les dépôts plio-pléistocènes du bassin du Cotentin (d'après Dugué et al., 2000).

Quatre phases principales de sédimentation, séparées par des changements paléogéographiques, sont distinguées. Elles représentent deux séquences de transgression-régression (Dugué et al., 2000).

La première séquence de transgression-régression s'échelonne du Reuvérien a (Pliocène) au Pléistocène inférieur. Des sables marins quartzeux, fins, microbioclastiques (Grès coquilliers de Marchésieux) se déposent sur la plateforme marine. Latéralement ces sables passent à des marnes coquillières (base de la Formation des Marnes du Bosq d'Aubigny) ou au Falun de Bohon. Ces faciès

représentent alors les premiers indices de la transgression pliocène dans le Cotentin.

La régression s'amorce au début du Pléistocène inférieur. Les faciès sédimentaires, déposés en domaine côtier subtidal (estuaire), deviennent plus variés et correspondent à la succession des Formations des Marnes du Bosq d'Aubigny, puis des Faluns de Bohon et enfin des Marnes de Saint-Nicolas-de-Pierrepont (Pareyn, 1980). Ce comblement estuarien a lieu en liaison avec un refroidissement qui correspondrait à la Red Crag Formation d'Europe du Nord (Garcin *et al.*, 1997). Une rupture sédimentaire majeure intervient entre les Marnes de Saint-Nicolas-de-Pierrepont et les Sables de Saint-Vigor.

La seconde séquence de transgression-régression a lieu au Pléistocène inférieur (Tiglien b et c). Elle débute par les sables fins coquilliers de la base de la Formation des Sables de Saint-Vigor qui recouvrent tous les dépôts plio-pléistocènes précédents et débordent les limites actuelles des bassins du seuil du Cotentin.

Par la suite, cet environnement tidal évolue vers un environnement estuarien où les apports détritiques deviennent de plus en plus grossiers (apport fluvial ou tillite) (Dugué *et al.*, 1997). Dans le sommet des Sables de Saint-Vigor, la présence de blocs glaciels déformant la stratification indique un refroidissement important. Cet épisode serait contemporain de la base du Norwich Crag Formation de la côte est de l'Angleterre (Brebion *et al.*, 1975 ; Gibbard *et al.*, 1991). De l'Eburonien au Waalien, cette tendance régressive est accompagnée par une incision fluviale des sables marins sous-jacents et des dépôts de plaine alluviale contenant des lentilles tourbeuses (Formation des Sables de la Lande de Millières) (Clet-Pellerin *et al.*, 1997).

2. Apports de l'analyse minéralogique

Les cortèges argileux des six formations sédimentaires constituant le remplissage sédimentaire plio-pléistocène du seuil du Cotentin, prélevées en neuf sites (forages et affleurements en carrière) (figure 23), montrent une évolution nette avec le temps (figure 25). Le cortège argileux des Grès de Marchésieux est homogène, dominé par les smectites, puis, des Marnes du Bosq d'Aubigny aux Sables de Saint Vigor, celles-ci cèdent progressivement la place à l'illite et la kaolinite. Pendant ce temps, les minéraux argileux interstratifiés 10-14s font leur apparition, d'abord discrètement, pour devenir importants dans les Sables de La Lande Millières. Au cours du temps, le cortège devient aussi de plus en plus hétérogène, traduisant des sources d'apports détritiques de plus en plus diverses liées en grande partie au développement et à l'érosion progressifs d'altérites (présence de minéraux argileux instratifiés 10-14s) sur les reliefs continentaux bordant les bassins de Carentan.

Dans le détail, des variations de sources d'apport détritique sont observables dans un même site et au sein d'une même formation géologique, notamment dans les sites de Marchésieux et de La Lande Millières (figures 26 et 27). Elles soulignent la variété des sources d'apport de matériel détritique à une même période, quel que soit le type sédimentaire du dépôt en cours (sables, marnes, faluns, ...) et ses caractéristiques (fin, grossier, ...).

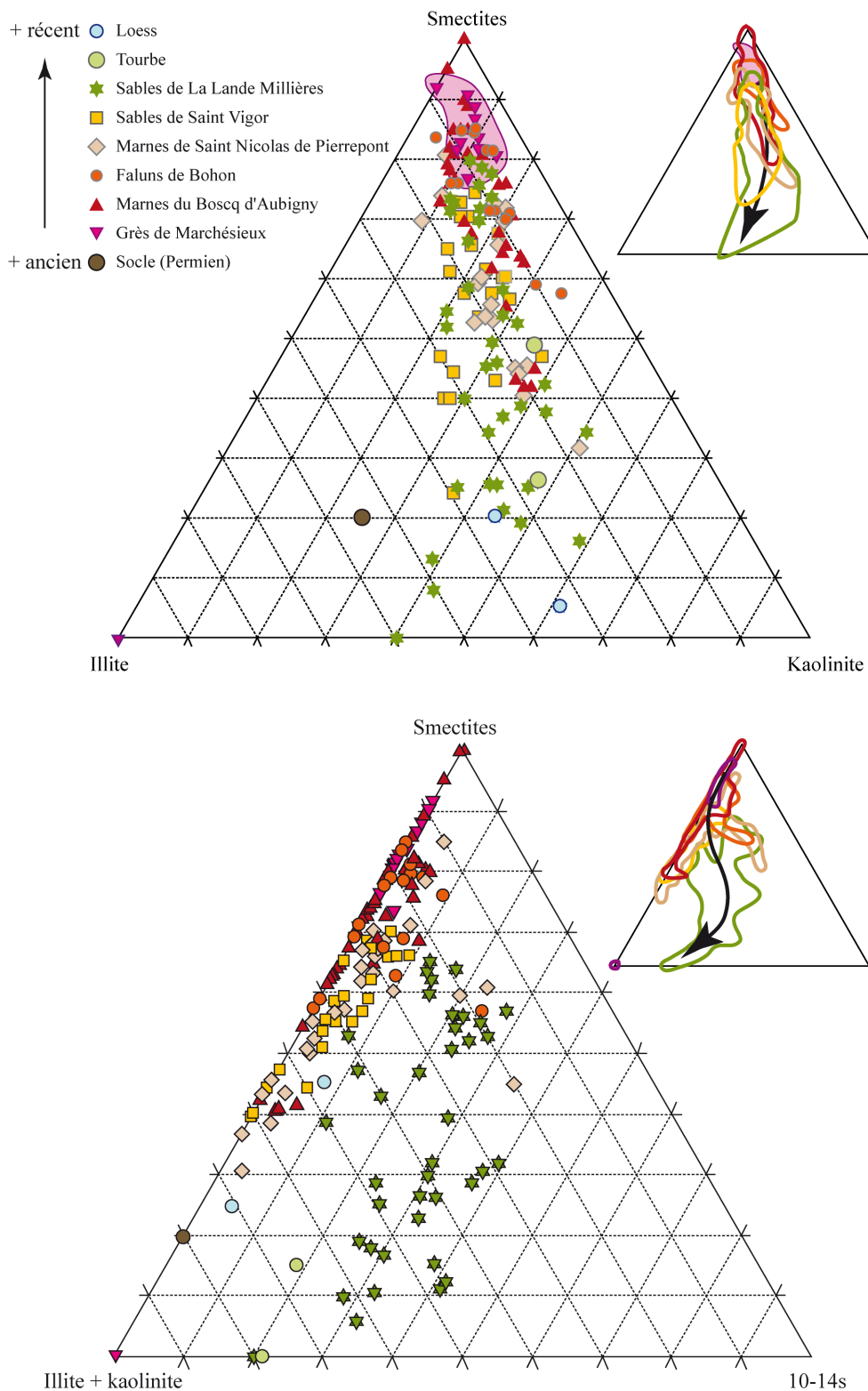


Figure 25 : Représentation de la composition en minéraux argileux des Formations sédimentaires du bassin de Carentan dans deux diagrammes ternaires.

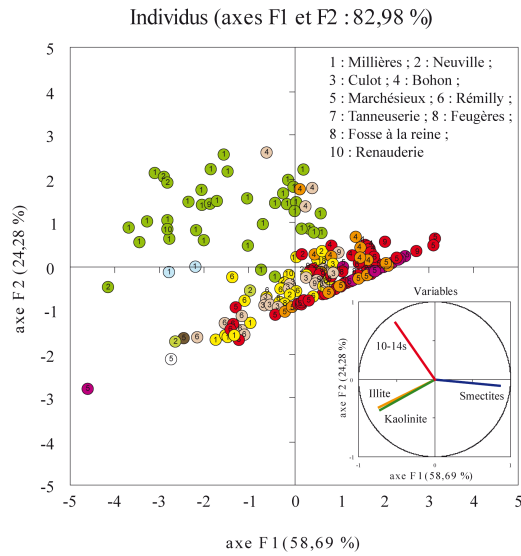


Figure 26 : Analyse en composantes principales des compositions en minéraux argileux des différentes formations géologiques remplissant les bassins de Carentan.

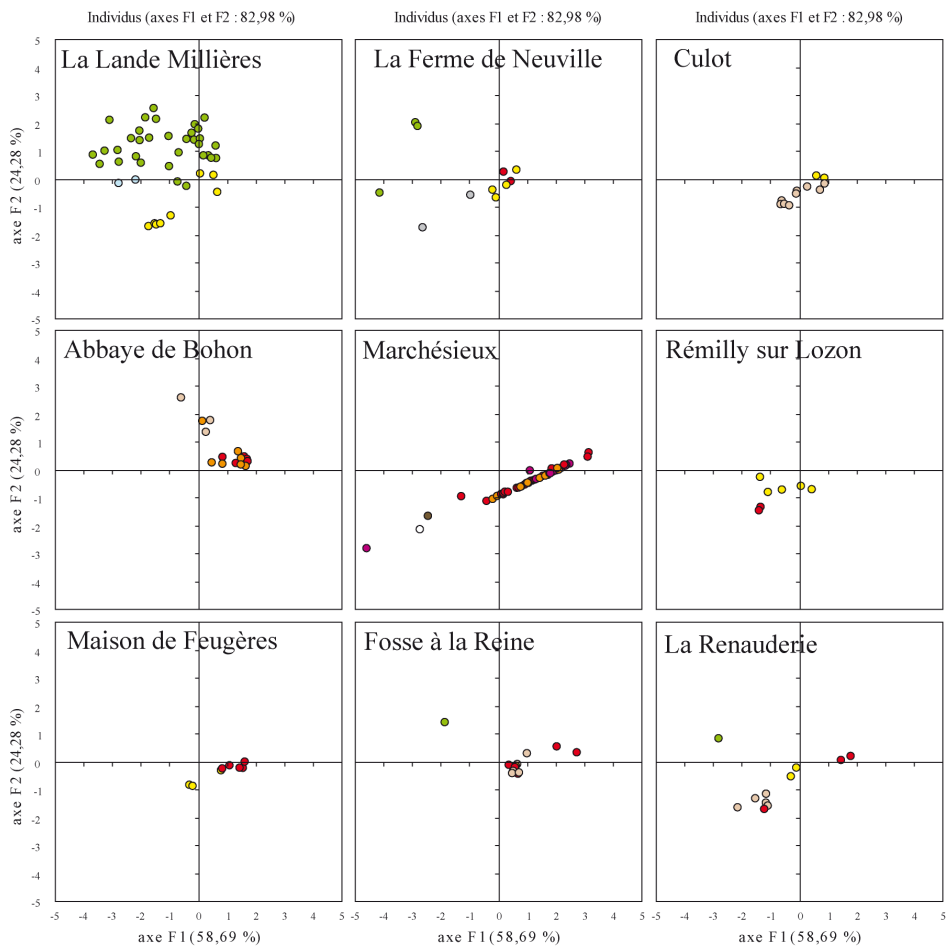


Figure 27 : Détails, site par site, de l'ACP de la figure 26.

3. Conclusions

Le modèle sédimentaire proposé dépend à la fois de la physionomie du trait de côte ancien, de l'évolution climatique pendant le Plio-Pléistocène et du contexte structural régional. Dans un premier temps, il permet d'entrevoir la géométrie des corps sédimentaires et de comprendre leurs variations latérales.

Dans un deuxième temps, les caractéristiques minéralogiques des différentes unités sédimentaires permettent, pour certaines d'entre elles, de les distinguer. Pour d'autres, les zones d'apport de matériel détritique sont multiples et varient au cours du temps. Globalement, l'évolution du cortège argileux souligne le passage d'une source détritique assez homogène, sans doute géographiquement restreinte, à une multiplication des sources alors que la pédogenèse s'installe et que les reliefs s'adoucissent permettant une érosion du domaine continental à une échelle plus vaste.

C. Conclusion

L'étude des remplissages sédimentaires de deux systèmes estuariens, celui de la Seine, actif, et celui du Cotentin, fossile, met en évidence leur hétérogénéité et leur complexité. Dans les deux cas, la chronique sédimentaire est fragmentaire mais elle permet néanmoins de reconstituer, pour certains intervalles de temps, l'origine des matériaux détritiques et ses variations.

Les changements induits par les activités anthropiques sont indubitables et souvent source de problème car ils affectent durablement la sédimentation estuarienne. A cela, s'ajoutent les problèmes de pollution liés à la concentration des activités industrielles autour des estuaires.



III. Transferts de matières en suspension au passage entre le domaine fluvial et le domaine estuarien

Le rôle joué par les matières en suspension dans les fleuves est d'importance majeure dans la prédiction de l'évolution future de la plupart des zones côtières (Meade, 1996 ; Milliman and Ren, 1995). De même, l'étude du transport fluvial des polluants vers les océans requiert une bonne connaissance des flux solides (Salbu and Steinnes, 1995). L'étude de la charge solide transportée par les fleuves vers le domaine marin est donc au centre de nombreux travaux.

La charge solide en suspension d'un fleuve reflète généralement les propriétés des roches et sols du bassin versant et sa topographie mais aussi les influences climatiques et anthropiques (Eisma, 1993). Parmi les effets dus à la présence de l'Homme, l'impact des aménagements hydroélectriques est décrit soit comme bénéfique soit comme destructeur (Milliman, 1997). Mais, pour la plupart des fleuves, les données utilisées pour estimer la charge solide moyenne annuelle, afin de la modéliser sur le moyen puis le long terme, sont inadéquates. Dans certains cas, la validité des données existantes peut être simplement liée aux différences de calcul de la charge en suspension, qui peuvent entraîner des variations d'un facteur 10 comme dans le cas de la Garonne (Meybeck, 1977 ; Milliman and Meade, 1983 ; Etchanchu, 1988 ; McLennan, 1992 ; Summerfield and Hulton, 1994).

J'ai été amenée à participer à l'étude de la charge en suspension transportée par deux fleuves français, la Seine et le Rhône. Dans les deux cas, j'ai travaillé à partir de la minéralogie de la charge en suspension, mais à partir de sets de données de tailles et de représentativités différentes. Contrairement au travail mené sur les MES transportés par la Seine (prélèvements effectués à partir du bord du Côte d'Aquitaine lors d'une seule crue), l'étude réalisée sur le Rhône a débuté par l'acquisition de 46 échantillons de matières en suspension prélevés en un site unique (Beaucaire, figure 28) entre novembre 1992 et mai 1995. Elle a donc permis un travail analytique plus complet ; ce sont les résultats de cette étude que je présente ci-après.

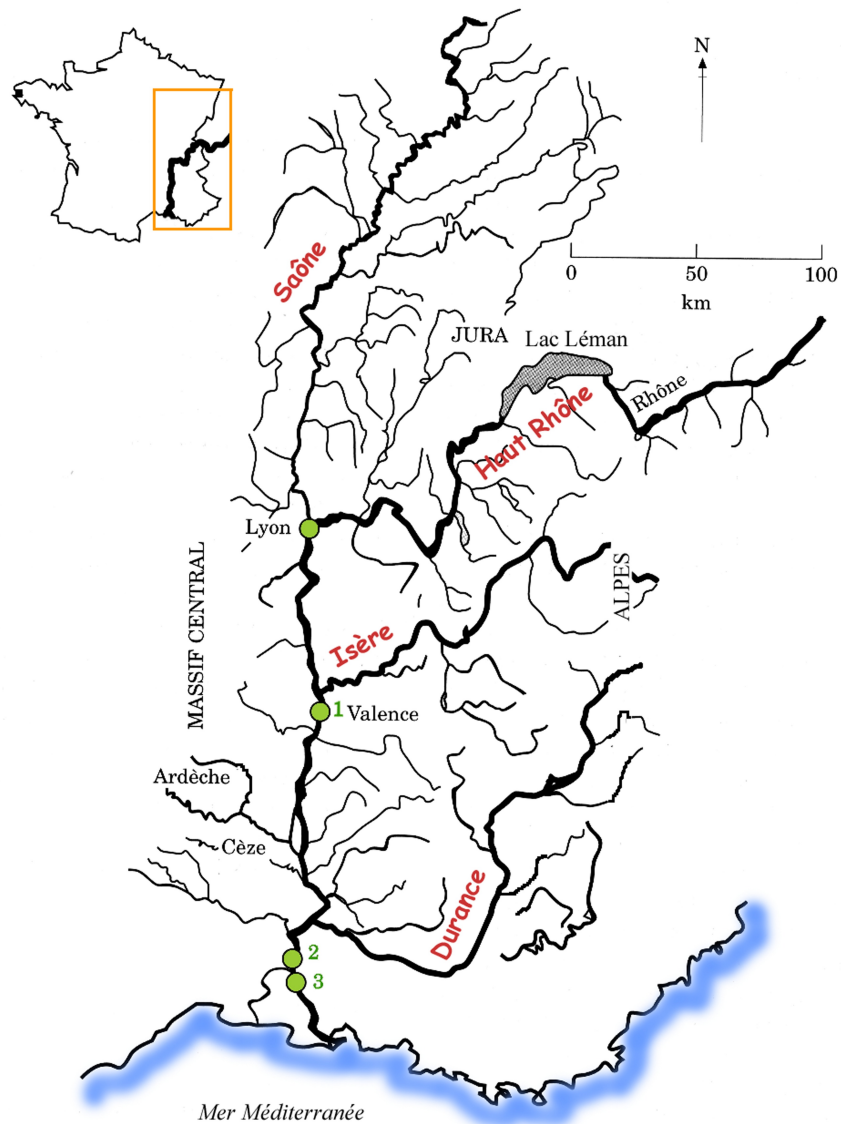


Figure 28 : Carte du Rhône et ses principaux affluents. 1 : station limnimétrique de Valence ; 2 : station limnimétrique d'Arles ; station de prélèvement de Beaucaire.

A. But de cette étude

Depuis la Seconde Guerre Mondiale, le Rhône, dont le bassin versant est caractérisé par une grande hétérogénéité climatique et géologique, a été l'objet d'aménagements tels que retenues, barrages et digues. Dans le cadre de notre étude des matières en suspension transportées par le Rhône, nos objectifs étaient :

(1) d'obtenir une chronique de la relation existant entre le flux et la charge en suspension suffisamment longue pour tenir compte d'événements hydrologiques exceptionnels tels que les crues de temps de retour supérieur à l'année,

(2) de relier la charge en suspension aux zones géographiques et à l'origine des crues,

(3) de produire un bon modèle reliant la charge solide journalière et le flux, de le tester sur deux bases de données indépendantes, représentatives de situations antérieures et postérieures aux aménagements

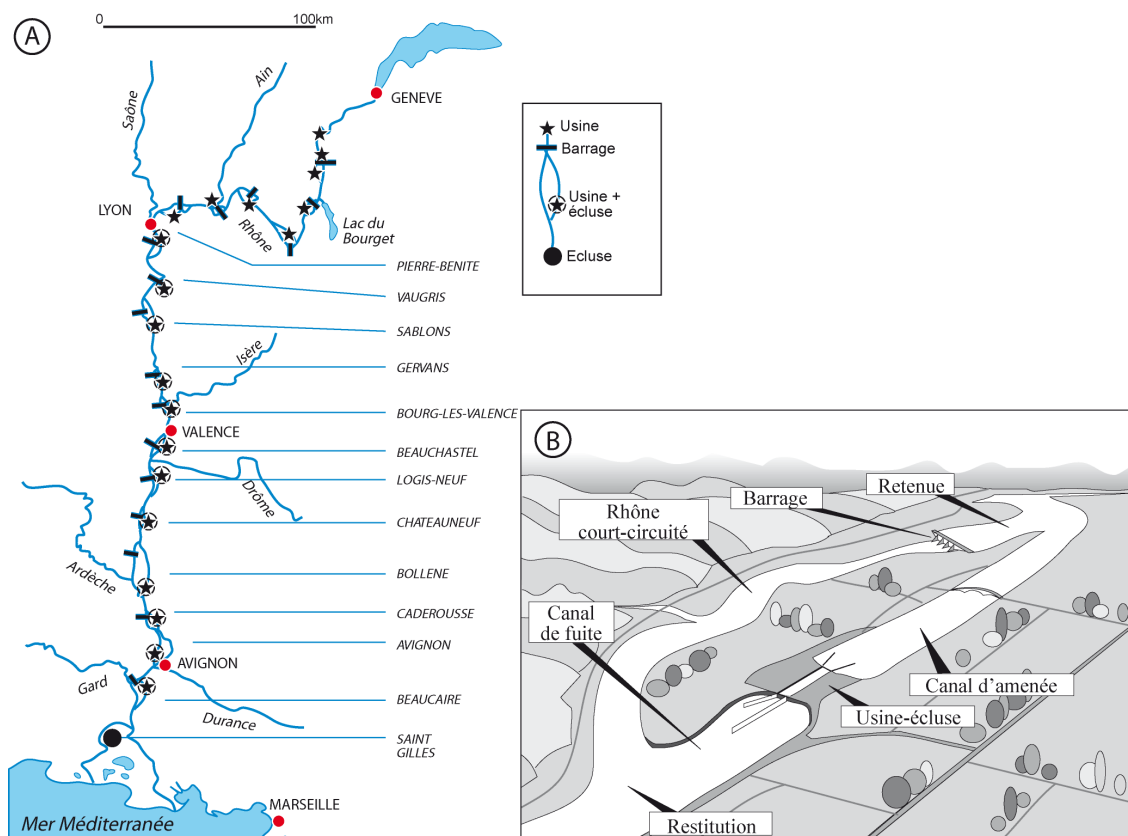
hydroélectriques, et de re-évaluer la charge solide durant les 30 dernières années,

(4) de discuter les causes possibles des variations de la charge en suspension à différentes échelles de temps : de variations à court terme liées à l'hétérogénéité du bassin versant à des variations à plus long terme liées aux aménagements hydroélectriques récents et au climat.

B. Le Rhône et son bassin versant

Le bassin hydrographique du Rhône, d'une taille respectable (97 800 km², figure 28), est largement montagneux et caractérisé par une forte hétérogénéité climatique et géologique (Bethemont, 1983). Dans la chaîne alpine, on y rencontre des roches sédimentaires, cristallines et métamorphiques, et des alluvions quaternaires. Les plateaux du Jura sont essentiellement calcaires alors que le Massif Central est constitué majoritairement de roches siliceuses et de dépôts sédimentaires. La vallée de la Saône, quant à elle, présente un remplissage sédimentaire. Enfin, le bassin versant du Rhône se termine par l'un des plus grands deltas méditerranéens (1 455 km²).

De grosses variations climatiques sont observées (systèmes météorologiques océanique, continental et méditerranéen) ainsi qu'un fort contraste pluviométrique entre les montagnes et les plaines. Le régime hydrologique du Rhône résulte des pluies et de la fonte des glaciers et de la neige (Vivian, 1989). A sa sortie de Suisse le débit du Rhône est très constant. Entre le lac de Genève et Lyon (Haut Rhône), la contribution des principaux affluents provient principalement de la fonte des neiges, et dans une moindre mesure des pluies, et provoque une augmentation du débit du Rhône à Lyon. La Saône, de régime pluvieux océanique avec une participation de la fonte des neiges, est le plus grand affluent du Rhône. Le régime de l'Isère bénéficie largement de la fonte des neiges et glaciers.



En aval de Valence, dans le cours inférieur du fleuve, les affluents sont caractérisés par la prédominance du climat méditerranéen. Les affluents provenant de la rive droite sont des rivières de montagne à régime torrentiel, à faible débit mais crues violentes. Les crues en provenance de la rive gauche sont habituellement moins violentes. La Durance a aussi un régime pluvial dans son cours inférieur mais son débit entrant dans le Rhône est fortement limité par les aménagements hydroélectriques et les prélèvements pour l'irrigation, excepté pendant les crues.

A Beaucaire, en aval de la dernière confluence, le débit moyen annuel est de $1701 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (moyenne de 1961 à 1996) avec un minimum de $1063 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1989 et un maximum de $2376 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1977. Les valeurs de débit pour les crues de temps de retour 2 ans, 10 ans et 100 ans sont respectivement de $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $8300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $11200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le plus bas débit enregistré a été $320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Le caractère montagneux du bassin versant et l'énorme volume transporté chaque année comparé à la longueur du fleuve (812 km) a très tôt entraîné la construction d'aménagements hydroélectriques sur certains affluents (essentiellement l'Isère et la Durance) et le fleuve lui-même, tous mis en service avant 1987 (Anonyme, 1991 ; Fruget, 1992 ; Fruget, 2003) (figures 29 et 30). Pour le bassin versant dans son entier, environ 7% du débit annuel est réservé dans des retenues.

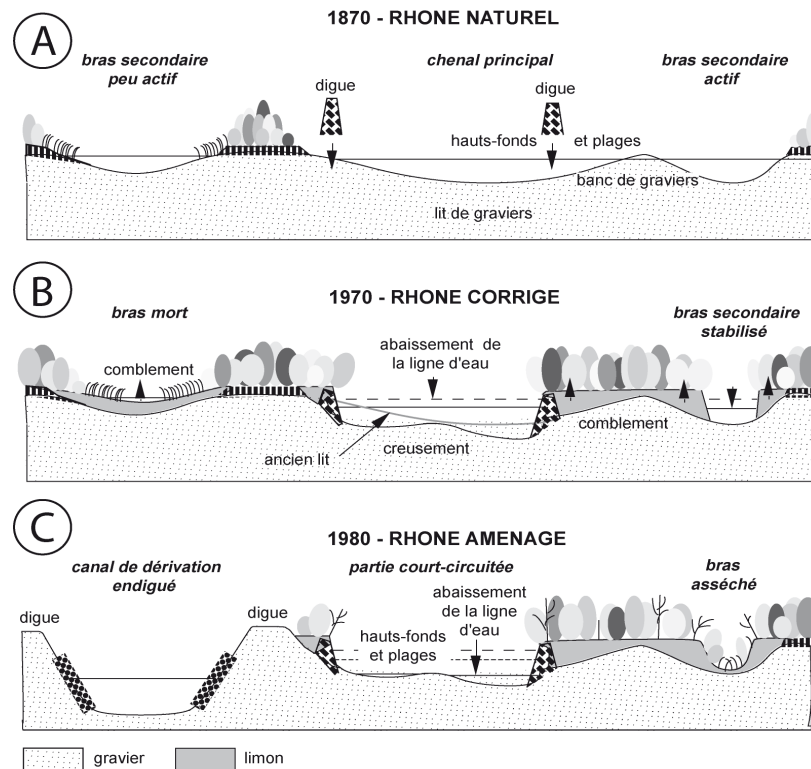


Figure 30 : Changements du profil transversal du Rhône à la suite des différents travaux de rectification de son cours depuis 1850 (d'après Fruget, 1992, 2003). A - 1870 : profil avant les endiguements Girardon ; B - 1970 : profil un siècle après les premiers endiguements Girardon ; C - 1980 : profil après l'aménagement CNR.

C. Variation de la minéralogie des matières en suspension

La composition minéralogique de 46 échantillons de matières en suspension prélevés à Beaucaire (figure 28) entre novembre 1992 et mai 1995 montre des proportions variables en minéraux non argileux (quartz, calcite, feldspaths et dolomite) et argileux (kaolinite, illite, chlorite, smectites et interstratifiés illite-smectite). Quartz et calcite sont les deux minéraux non argileux prédominants. L'illite, la chlorite et la kaolinite sont les minéraux argileux les plus abondants et apparaissent dans tous les échantillons, ce qui n'est

pas le cas des smectites et des interstratifiés.

Aucune corrélation simple n'a pu être mise en évidence entre le débit liquide et la composition minéralogique de la charge solide échantillonnés à Beaucaire. Il semble y avoir une légère décroissance de la teneur en feldspaths, dolomite et illite et une légère augmentation de la teneur en kaolinite en fonction du débit, mais ces évolutions ne sont statistiquement pas satisfaisantes. Les corrélations entre les teneurs des différents minéraux prouvent, par exemple, que feldspaths et dolomite proviennent d'une même source alors que l'on observe une anticorrélation entre feldspaths et calcite. Des mélanges binaires simples ne peuvent expliquer les variations de composition minéralogique observées.

En revanche, le traitement par analyse en composantes principales de la composition minéralogique et de la contribution relative de chaque sous-bassin (Haut-Rhône / crues océaniques, Rhône alpin / crues générales et Rhône méditerranéen / crues méditerranéennes) au débit mesuré à Beaucaire montre que chaque principal affluent du Rhône a une influence nette sur la composition minéralogique de la charge solide (figure 31).

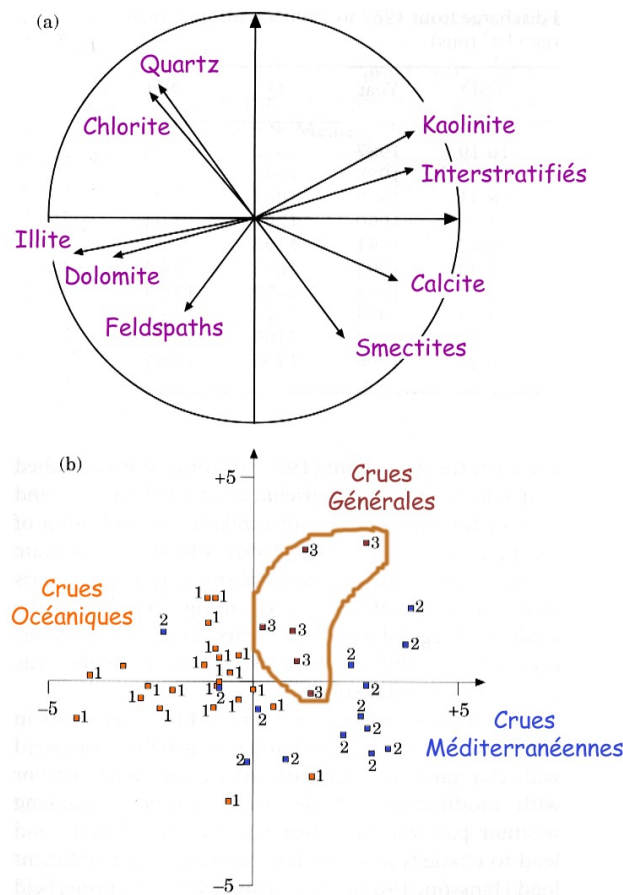


Figure 31 : Analyse en composantes principales de la composition minéralogique et de la contribution relative de chaque sous-bassin du Rhône.

Certains minéraux apparaissent typiques de chaque affluent. Ainsi, les apports du nord sont liés à une augmentation du quartz, de la chlorite, de l'illite, de la dolomite et des feldspaths. Les apports du sud produisent une augmentation de la kaolinite, des minéraux argileux interstratifiés, de la calcite et des smectites.

Il semble aussi que le comportement de la chlorite et du quartz ne soit pas exactement identique à celui de l'illite et de la dolomite, ni à celui de feldspaths. Des différences de comportement peuvent aussi être observées pour la kaolinite et les minéraux argileux interstratifiés par rapport à la calcite, et aux smectites. Ceci peut être le résultat d'une érosion discriminante de sous-bassins plus petits que ceux utilisés pour cette

analyse. Les apports des affluents méditerranéens proviennent essentiellement de la Durance, le troisième plus important affluent (Chamley *et al.*, 1969 ; Chamley, 1971 ; Awongo, 1984 ; Bufalo, 1989 ; Richy, 1992 ; Simonnet *et al.*, 1992).

D. Modélisation et re-estimation de la charge solide

Dans le cas du Rhône, les données existantes de charge solide étaient trop dispersées pour construire un modèle satisfaisant. Des prélèvements supplémentaires, nombreux et répartis sur une période de temps plus longue ont été nécessaires.

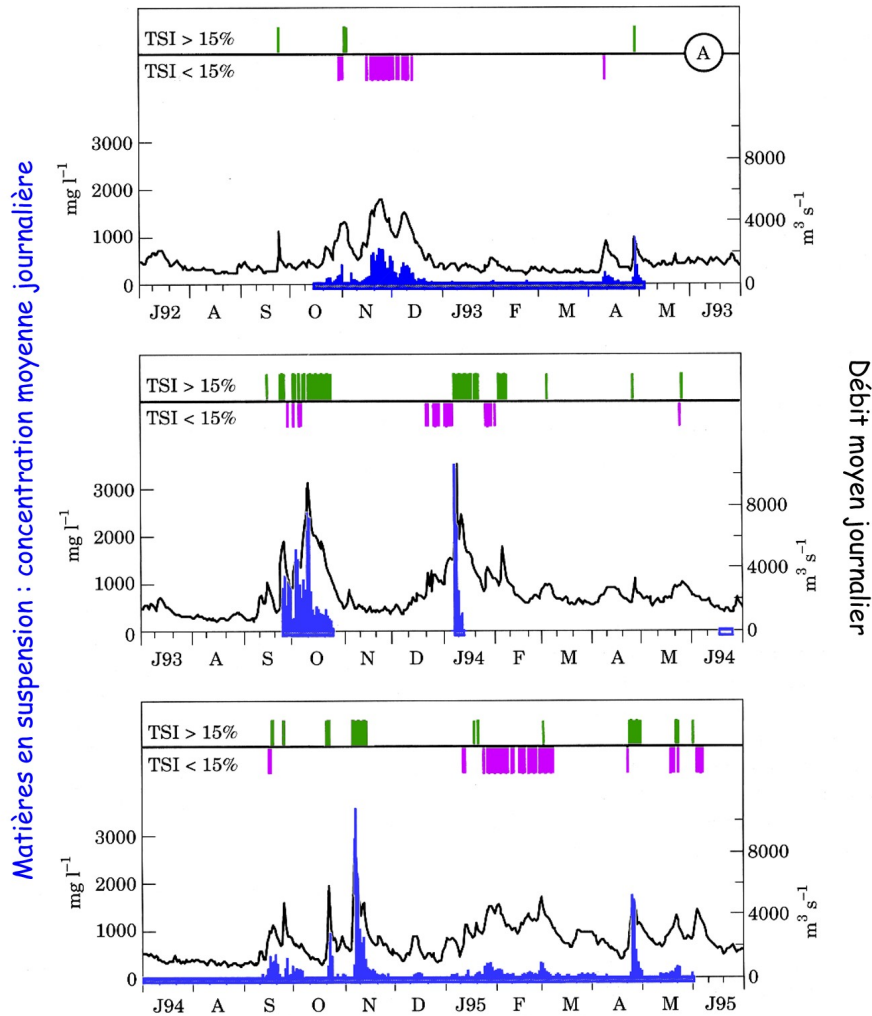


Figure 32 : Evolution du débit liquide moyen journalier (trait noir) et de la charge en suspension moyenne journalière (histogramme bleu) dans le Rhône à Beaucaire entre octobre 1992 et mai 1995.

Ainsi, entre octobre 1992 et mai 1995, le débit liquide et la concentration en matières en suspension ont été mesurés chaque jour en Arles (Beaucaire) sur une section du fleuve dont la représentativité a été prouvée par Tomme-Minshaw et Dupouy (1998) (figure 32). Cette période correspond à un débit moyen de $2057 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un débit moyen journalier de 602 à $10\,572 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et inclut 10 crues (débit $> 3\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dont les probabilités de retour vont jusqu'à 100 ans, dont trois crues exceptionnelles : octobre 1993 (jusqu'à $9\,800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), janvier 1994 (jusqu'à $10\,981 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et novembre 1994 (jusqu'à $9\,757 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (temps de retour respectifs : 32, 90 et 30 ans). Elle succède à la mise en place de toutes les digues et aménagements hydroélectriques du bassin versant.

Ces valeurs de débit liquide et de concentration en matières en suspension n'obéissent pas à une corrélation de type $C = b.Q^a$ (avec le débit "Q" en $m^3.s^{-1}$, la concentration en matières en suspension "C" en $mg.l^{-1}$, et où a et b sont déterminés de manière empirique et sont caractéristiques du fleuve étudié) traditionnellement utilisés (Schumm 1977 ; Meybeck 1985 ; Gac and Kane 1986 ; Probst 1986 ; Kattan et al. 1987 ; Etchanchu 1988 ; Eisma 1993 ; Reid and Frostick 1994) (figure 33).

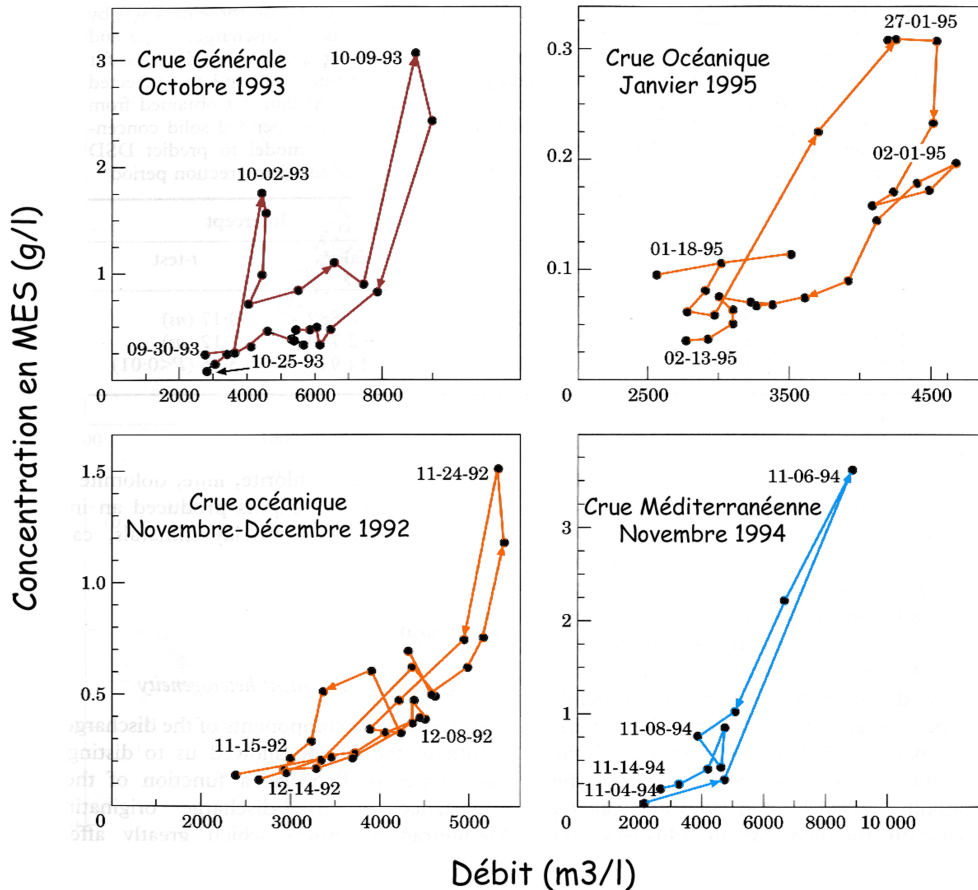


Figure 33 : Différents exemples d'évolution de la concentration en matières en suspension en fonction du débit liquide du Rhône à Beaucaire.

Nous avons donc utilisé nos valeurs de débit liquide et de concentration en matières en suspension pour construire un modèle reliant la charge solide journalière et le débit moyen journalier. Ce modèle tient compte de la participation des principaux affluents ou parties du fleuve : Saône, Haut-Rhône, Isère et affluents méditerranéens (Durance, Ardèche, Eyrieux, Drôme et Cèze). Il a été testé sur 331 données acquises entre 1971 et 1991 par divers auteurs et institutions (Agence de l'Eau, Compagnie Nationale du Rhône ; Pont, 1992) et donne une bonne estimation de la charge solide totale durant la période étudiée qui suit la mise en service de tous les aménagements hydroélectriques du bassin versant puisque l'intercepte et la pente de la droite de régression entre les valeurs estimées et observées ne diffèrent pas de manière significative.

Ce modèle est utilisé pour recalculer la charge en suspension à partir des valeurs de débit liquide mesurées, pour des périodes données, puis la charge solide calculée est comparée à la charge solide mesurée (tableaux 1 et 2).

Tableau 1 : Comparaison entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées de la charge en suspension totale (CS_{tot}) lors de crues entre 1992 et 1995 (D_{mj} = débit moyen journalier, D_{jmax} = débit journalier maximale, CS_{mj} = charge en suspension moyenne journalière, CS_{jmax} = charge en suspension journalière maximale).

Période de crue	Durée (jours)	D _{mj} (m ³ s ⁻¹)	D _{jmax} (m ³ s ⁻¹)	CS _{mj} (mg.l ⁻¹)	CS _{jmax} (mg.l ⁻¹)	CS _{tot} ^{mesurée} (10 ³ tonnes)	CS _{tot} ^{calculée} (10 ³ tonnes)
7 - 11 janv. 1994	22	7 770	10 572	1 681	3 534	6 270	7 509
24 sept. au 24 oct. 1993	31	5 130	9 450	796	3 055	12 624	14 183
5 - 13 nov. 1994	9	5 117	8865	1 085	3 612	5 569	4 695
21 - 22 oct. 1994	2	4 437	5 800	717	947	604	671
16 nov. - 12 déc. 1992	27	4 128	5390	418	754	3 829	2 653
24 - 25 sept. 1994	2	3 989	4755	318	448	202	431
22 - 29 avr. 1995	8	3 802	4932	745	1 741	2 205	1 403
19 janv. - 6 mars 1995	47	3 724	5076	125	334	2 041	3 998
17 - 22 mai 1995	6	3 390	3929	160	222	288	443
15 - 18 sept. 1994	4	3 100	3381	418	516	446	191

Tableau 2 : Comparaison entre la charge solide en suspension observée et calculée pour trois périodes. Pente et intercept de l'équation de la régression linéaire observée entre valeurs observées (en ordonnées) et calculées (en abscisses). t-test des différences entre les coefficients de régression calculés (pente et intercept) et les valeurs espérées (respectivement 1 et 0). R² = coefficient de détermination. N = nombre de valeurs utilisées pour chaque période).

Période	N	R ²	Pente		Intercept	
			Valeur	t-test	Valeur	t-test
1992 – 95	521	0,820	0,998	0,07 (ns)	0,88	0,17 (ns)
1971 – 91	331	0,372	0,961	0,57 (ns)	-2,74	1,12 (ns)
1956 – 58	329	0,212	0,630	1,49 (ns)	14,91	3,06 (P<0,01)

1. Impacts à court et moyen terme

Afin d'estimer la charge sédimentaire moyenne transportée, nous avons utilisé des mesures de débit liquide réalisées à la station de Beaucaire pendant 30 ans (1967-1996) (tableau 3). La variabilité interannuelle de la charge solide est très importante. La charge la plus basse (1,2.10⁶ tonnes) correspond à une année de faible débit et à une seule journée de crue (débit > 3000 m³.s⁻¹). En revanche, la charge solide maximale (19,7.10⁶ tonnes) a été atteinte lors d'une année de débit moyen et de 54 jours de crue (dont 38 jours avec une contribution relative des affluents méditerranéens supérieure à 15%). Les crues de moyenne

importance, dont le temps de retour est de 1 à 2 ans, sont les plus efficaces et représentent plus de 45% de la charge solide. Les crues de temps de retour de 2 à 10 ans et les événements exceptionnels représentent respectivement 26% et 6% de la charge solide totale.

Tableau 3 : Re-estimation de la charge solide en suspension du Rhône pour la période 1967 - 1996. Q = débit moyen annuel ($m^3.s^{-1}$) ; CSTA = charge solide en suspension totale annuelle (en 10^3 tonnes).

Année	Q	CSTA	Année	Q	CSTA	Année	Q	CSTA
1967	1466	3,07	1977	2376	16,19	1987	1980	7,18
1968	1836	5,61	1978	1886	11,34	1988	1991	9,37
1969	1632	5,01	1979	1838	8,41	1989	1063	2,09
1970	1998	8,66	1980	1791	4,78	1990	1291	3,04
1971	1227	2,24	1981	1956	8,22	1991	1395	3,47
1972	1258	2,43	1982	1980	11,42	1992	1687	6,72
1973	1192	1,18	1983	2057	15,50	1993	1678	15,24
1974	1487	3,14	1984	1678	4,54	1994	2175	19,69
1975	1658	3,39	1985	1476	4,40	1995	2100	10,56
1976	1351	6,00	1986	1710	8,31	1996	1796	10,62

Une telle variabilité intra- et inter-annuelle dans les valeurs de la charge solide et du débit est habituellement associée à des changements des caractéristiques météorologiques (cycles de crue) et/ou à une modification du parcours de l'eau. Le changement des caractéristiques météorologiques influence directement les cycles de crue et provoque des changements du débit et de la charge sédimentaire en suspension (Jansson, 1982 ; Gac and Kane, 1986 ; Summerfield and Hulton, 1994).

Nos rétro-calculs donnent une bonne démonstration d'une telle influence des fluctuations climatiques à moyen terme et se corrént bien avec les périodes hydroclimatiques principales qui ont affecté, en moyenne, les bassins hydrographiques européens (Probst, 1989) : une période modérément humide durant les années 60 suivie par une période sèche durant les années 70, puis une nouvelle période humide à partir de 1977. La dernière sécheresse européenne (1989-1991) suivie par les années récentes très humides est aussi distinguable.

Des rétro-calculs ont aussi été menés en remontant le temps jusqu'en 1800. Pour cela, ce sont des mesures de débit réalisées en Arles depuis 1800 et des données publiées par Surrel (1847) et Pichard (1995) qui ont été utilisées. Ces calculs montrent que depuis le début du 19^{ème} siècle, la fréquence des crues a décliné nettement et régulièrement. Le nombre de crues par décennie est passé de 10,2 entre 1800 et 1849 à 8,2 entre 1850 et 1899, et finalement à 4,4 entre 1900 et 1949.

2. Impacts dus aux aménagements hydroélectriques

Afin d'estimer l'impact de la construction de barrages sur la charge solide en suspension du Rhône, nous avons re-analysé le débit et la concentration de la charge solide mesurés à Beaucaire par Lorgeré (1959) entre 1956 et 1958 (329 échantillons), lorsque seuls 24 des 78 barrages et digues actuels étaient en service. En particulier, le barrage de Serre-Ponçon situé sur la Durance, principal affluent méditerranéen du Rhône, a été mis en service en 1961. Le barrage de Donzère, premier barrage construit sur le Rhône lui-même, fut terminé en 1952. En utilisant la même méthode que précédemment, nous avons comparé les charges solides journalières observée et mesurée. Dans ce cas, notre modèle ne donne pas une bonne estimation des données de Lorgeré (1959) puisqu'il n'explique que 21 % de la variabilité observée. La pente de la droite de régression ne diffère pas significativement de 1 mais son intercept est supérieur à 0. Notre modèle sous-estime la charge solide de la période 1956-1958 d'un facteur de 0,67.

La petite baisse de la capacité de transport du Rhône pendant les 40 dernières années peut être reliée

à la diminution du débit de la Durance au début des années 1960, $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ étant extraits en moyenne chaque année (Vivian, 1989). Les perturbations induites par les aménagements du bassin versant ont aussi pu diminuer depuis les années 1950. Sur la Durance, les principaux barrages sont situés à l'amont des aires de sédimentation et la construction de barrages n'a pas modifié définitivement le taux d'accumulation total de la matière en suspension (Savey et Deleglise, 1967). Actuellement, les lacs artificiels créés à l'amont de ces barrages sont tellement remplis que leur effet sur le transport de la matière en suspension est insignifiant. Mais il est certain que les aménagements hydroélectriques ont diminué la fréquence des crues intenses (Roux, 1983). Sur d'autres sous-bassins versants et sur le Rhône lui-même, les principaux barrages sont situés à l'aval. Néanmoins, durant les crues, les vannes des barrages sur le Rhône et autres structures hydrauliques sont maintenues ouvertes et, de nos jours, il n'y a pas de stockage d'eau et donc peu d'accumulation sédimentaire à long terme. Dans ce cas, la construction de barrages et de digues sur le Rhône a probablement réduit le flux de sédiments transportés vers la mer, mais ne l'a pas complètement stoppé.

Mais, comparé à des valeurs plus anciennes qui représentent un niveau naturel présumé, notre estimation du transport solide annuel reste basse. La plus vieille et originale estimation obtenue par Surrel (1947) était de $22 \cdot 10^6$ tonnes. Cependant il faut noter que les valeurs que nous avons obtenues durant les années à crues exceptionnelles (1993 et 1994) ne sont pas si éloignées des estimations plus anciennes.

E. Conclusion

Dans le bassin versant du Rhône, nos données montrent que l'origine des masses d'eau, et le type de crue, ont une influence sur la qualité minéralogique de la matière en suspension qui rejoint l'embouchure du fleuve. Les apports du nord sont quantitativement mais aussi qualitativement différents de ceux provenant du sud. Notre travail a apporté de nouvelles données et une nouvelle approche, puisque jusqu'alors la minéralogie de la matière en suspension dans le Rhône était considérée comme homogène et de composition très constante (Chamley, 1971).

Deux facteurs expliquent la quantité et la qualité de la charge solide en suspension qui est transportée par le Rhône jusqu'à son embouchure. Les facteurs climatiques (crues), ainsi que les caractéristiques géologiques du sous-bassin versant soumis à l'érosion, expliquent en grande partie la quantité et la variabilité de la charge sédimentaire en suspension, et les caractéristiques géologiques expliquent aussi sa minéralogie.

L'aménagement hydraulique des bassins versants est généralement soit béni soit maudit (Milliman, 1997) puisqu'il modifie la capacité d'érosion et de transport des cours d'eau. Notre modèle apporte une nouvelle approche et montre que l'aménagement hydraulique des bassins versants peut provoquer des perturbations de la capacité de transport qui ne sont pas permanentes. Il semble que, dans le bassin versant du Rhône, le fleuve développe un moyen de retrouver sa capacité de transport antérieure.

Naturellement, dans cette étude, nous n'avons pris en compte que la charge solide en suspension et non le matériel transporté sur le fond par saltation. Il est cependant clair que ces résultats ne sont ni en contradiction ni en accord avec l'hypothèse selon laquelle le transport de sédiments grossiers a diminué depuis que les fleuves et rivières sont régulés. Au contraire, il est évident que les rivières sont encore capables de transporter des quantités importantes de sédiments fins (essentiellement argiles et silts). Mais il est vraisemblable que le charriage de fond soit affecté par les aménagements.



Références bibliographiques.

Dépôts alluviaux

Amoros, C. & Petts, G.E. (eds) (1993). Hydrosystèmes fluviaux. Masson, Paris, 300 pages.

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

- Arnaud-Fassetta, G. (2002). Geomorphological records of a flood-dominated regime in the Rhône Delta (France) between the 1st century BC and the AD 2nd century. What correlations with the catchment paleohydrology ? *Geodynamica Acta* **15**, 1, 79-92.
- Ballantyne, C.K. & Whittington, G. (1999). Late Holocene floodplain incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands, Scotland: chronology, environment and implications. *Journal of Quaternary Science* **14**, 651-671.
- Barral, P., Bossuet, G., Camerlynck, C., Dabas, M. & Daubigney, A. (2000). Authumes le Tertre, Saône-et-Loire, *Rapport d'activité scientifique, prospections, fouille programmée. Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne*, Dijon.
- Bénézet, J.-C. & Benhassaine, A. (2001). Contribution des populations granulométriques d'une poudre lors de la réaction pouzzolanique en pâte de chaux. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées* **235**, 59-67.
- Berger, J.F. (1995). Facteurs anthropiques et naturels de l'évolution des paysages romains et protomédiévaux du Bassin valdainais (Drôme). In : S. van der Leeuw (Ed.), « L'Homme et la dégradation de l'Environnement », *Actes des XV^{èmes} Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes*, 20-22 octobre 1994, APDCA, Sophia-Antipolis, 79-115.
- Bossuet, G., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.V., Gauthier, E., Petit, C., Buatier, M., Barral, P. & Daubigney, A. (2002) Caractérisation des changements environnementaux dans la basse vallée du Doubs (Neublans, Jura, France) durant le premier millénaire après J.C. In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans. Errance (éd.)*. *Archéologie aujourd'hui, éditions Errance*. Actes du séminaire "Paléohydrologie des 15 derniers millénaires" du Programme Environnement, Ville et Société, Motz (Savoie), 10 pages.
- Bravard, J.P. (1996). Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. In : L'Homme et la Nature au Moyen-Âge, *Actes du Vème Congrès International d'archéologie médiévale*, Grenoble, éd. Errance, Paris, 171-179.
- Bravard, J.P. & Petit, F. (1997). Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial. Armand Colin, 222 pages.
- Bravard, J.-P., Verot-Bourrely, A. & Salvador, P.-G. (1992). Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. In : Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500 BC – 500 AD). Méthodes d'approche et résultats. *Les Nouvelles de l'Archéologie* **50**, 7-13.
- Daubigney, A., Barral, P., Bossuet, G., Gauthier, E., Petit, C. & Richard, H. (2004). Anthropisation des zones humides : fenêtre sur le cas de la basse vallée du Doubs. In : Table ronde « Occupation et gestion des zones humides en Gaule durant l'Âge du Fer, l'Antiquité et le Haut Moyen Âge ».
- Dearing, J.A. (2006). Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the Past* **2**, 2, 187-203.
- Gauthier, E. (2001). Evolution de l'impact de l'homme sur la végétation du massif jurassien au cours des quatre derniers millénaires. Nouvelles données polliniques. *Thèse de Doctorat*, Université de Franche-Comté.
- Gregory, K.J., Benito, G., Dikau, R., Golosov, V., Jones, A.J.J, Macklin, M.G., Parsons, A.J., Passmore, D.G., Poesen, J., Starkel, L. & Walling, D.E. (2006). Past hydrological events related to understanding global change: An ICSU research project. *Catena* **66**, 2-13.
- Hooke, J.M. (2006). Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* **79**, 311-335.
- Houben, P., Hoffman, Th., Zimmermann, A. & Dikau, R. (2006). Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): quantifying sediment fluxes and human impact with available data. *Catena* **66**, 42-52.
- Jorda, M. & Provensal, M. (1996). Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du Sud-Est (Alpes du Sud et provence). *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**, 159-168.
- Lacroix, M., Rodet, J., Wang, H.Q., Masséi, N. & Dupont, J.-P. (2000). Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **330**, 347-354.
- Lambert, C., Jehanno, C., Silverberg, N., Brun-Cottan, J.C. & Chasselet, R. (1981). Lognormal distribution of suspended particles in the ocean. *Journal of Marine Research* **39**, 1, 77-98.
- Leveaux, Ph., Provensal, M., Poupet, P, Walsh, K. & Palet Martinez J. (2002). La crise environnementale de

- la fin de l'Antiquité et du Haut Moyen Age : définition d'un modèle et retour aux milieux réels. In : Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest, *Actes du colloque international de Besançon*, septembre 2000, Besançon, PUFC, 291-303.
- Ljung, K., Björk, S., Hammarlund, D. & Barnekow, L. (2006). Late Holocene multi-proxy records of environmental change on the South Atlantic island Tristan de Cunha. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **241**, 539-560.
- Magny, M. (1992). Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500 BC – 500 AD). Méthodes d'approche et résultats. *Les Nouvelles de l'Archéologie* **50**, 32-36.
- Magny, M. (2004). Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **113**, 65-79.
- Ollive, V., Petit, C., Garcia, J.P. & Reddé, M. (2006). Rhine flood deposits recorded in the Gallo-Roman site of Oedenburg (Haut-Rhin, France). *Quaternary International* **150**, 28-40.
- PAGES (2000). Ecosystem processes and past human impacts. *PAGES Newsletter* **8**, 3, 36 pages.
- Sangode, S.J., Sinha, R., Phartiyal, B., Chauhan, O.S., Mazari, R.K., Bagati, T.N., Suresh, N., Mishra, S., Kumar, R. & Bhattacharjee, P. (2007). Environmental magnetic studies on some Quaternary sediments of varied depositional settings in the Indian sub-continent. *Quaternary International* **159**, 102-118.
- Sauty, C. (1999). Approche archéologique de la basse vallée du Doubs. Mémoire de Maîtrise, Université de Franche-Comté.
- Song, Y., Fang, X., Torii, M., Ishikawa, N., Li, J. & An, Z. (2006). Late Neogene rock magnetic record of climatic variation from Chinese eolian sediments related to uplift of the Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*.
- St-Onge, G., Leduc, J., Bilodeau, G., de Vernal, A., Devillers, R., Hillaire-Marcel, C., Loucheur, V., Marmen, S., Mucci, A. & Zhang, D. (1999). Caractérisation des sédiments récents du fjord du Saguenay (Québec) à partir de traceurs physiques, géochimiques, isotopiques et micropaléontologiques. *Géographie physique et Quaternaire* **53**, 3, 330-350.
- Stoner, J.S., Channell, J.S. & Hillaire-Marcel, C. (1995). Magnetic properties of deep-sea sediments off southwest Greenland: Evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology* **23**, 241-244.
- Stoner, J.S., Channell, J.S. & Hillaire-Marcel, C. (1996). The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: Relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography* **11**, 309-325.
- Thivet, M. (in prep.). Apport des méthodes nouvelles de l'archéologie à la reconnaissance de l'extension et de l'évolution spatiale de l'agglomération antique d'Epomanduodurum (Mandeure - Mathay ; Doubs). Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté.
- Thorne, C.R., Hey, R.D. & Newson, M.D. (1997). Applied fluvial geomorphology for river engineering and management. John Wiley and Sons, Chichester, UK, 376 pages.
- Vannière, B., Bossuet, G. & Gauthier, E. (2000). Susceptibilité magnétique et indices polliniques, marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le 1^{er} et le VIII^e siècles après J.-C. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **331**, 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 millennium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Sciences* **30**, 1283-1299.
- Vannière, B. (2001). Feu, agro-pastoralisme et dynamique environnementales en France durant l'Holocène. Analyse du signal incendie, approches sédimentologiques et étude de cas en Berry, Pyrénées et Franche-Comté. Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Walter-Simonnet, A.V., Vannière, B., Bossuet, G., Gauthier, E., Barral, P., Buatier, M., Daubigney, A. (2004). Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs valley over the 1st millennium AD (Neublans, Jura, France). *Réunion des Sciences de la Terre – Joint Earth Sciences Meeting*, Strasbourg, 20-25 septembre 2004. Communication orale.
- Wang, H.Q., Dupont, J.-P., Lafite, R. & Meyer, R. (1999). A differentiation method for separating a mixture of suspended particle size distributions. *Hydrology and Earth System Science* **3**, 2, 177-185.
- Wasson, R.J. (1996). *Land Use and Climate Impacts on Fluvial Systems During the Period of Agriculture Recommendations for a Research Project and its Implementation*, PAGES Workshop Report, Series, **96**,

2.

- Yuan, F., Linsley, B.K., Howe, S.S., Lund, S.P. & McGeehin, J.P. (2006) Late Holocene lake-level fluctuations in Walker Lake, Nevada, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **240**, 497-507.
- Zolitschka, B., Beher, 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.

Dépôts estuariens

- Allen, J.R.L. (2003). An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology* **161**, 31-54.
- Auffret, J.P. & d'Ozouville, L. (1986). Apports de l'imagerie fournie par le sonar à balayage latéral à la connaissance de la dynamique sédimentaire en Baie de Seine. *Actes de Colloques "La Baie de Seine"*, Ifremer, Plouzané, France, **4**, 201-210.
- Auffret, J.P., Alduc, D., Larsonneur, C. & Smith, A. (1980). Cartographie en isopaques des formations sédimentaires de la Manche orientale et bathymétrie au toit du bed-rock. *Annales de l'Institut Océanographique de Paris* **56**, S, 21-35.
- Avoine, J. (1981). L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. *Thèse de Doctorat, Université de Caen, France*.
- Avoine, J. (1986). Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf. *Journal of the Geological Society of London* **144**, 135-138.
- Avoine, J., Boust, D. & Guillaud, F. (1986). Flux et comportement des contaminants dissous et particuliers dans l'estuaire de la Seine (France). *Rapport et Procès verbal, Réunion du Conseil International pour l'Exploration des Mers* **186**, 392-411.
- Avoine, J., Allen, J.P., Nichols, M., Salomon, J.C. & Larsonneur, C. (1981). Suspended-sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modification on estuary-shelf sedimentology. *Marine Geology* **40**, 119-137.
- Baize, S. (1998). *Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie)*. Thèse de Doctorat d'Université, Université de Caen, Document B.R.G.M. n°289 (1999), 366 p.
- Baize, S., Lagarde J.-L., Laville, E. & Dugué, O. (1998). Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin - Normandie) : enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, **169-6**, 851-866.
- Boust, D. (1981). Les métaux-traces dans l'estuaire de la Seine et ses abords. *Thèse de Doctorat, Université de Caen, France*.
- Boust, D. (1997). Etude de la pénétration des particules marines dans l'estuaire de la Seine par l'analyse des radionucléides naturels et artificiels. *Programme Scientifique Seine Aval, rapport 1995/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*, 65-77.
- Boust, D. (1999). Distribution and inventories of some artificial and naturally occurring radionuclides in medium to coarse-grained sediments of the channel. *Continental Shelf Research* **19**, 1959-1975.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology* **80**, 139-150.
- Brebion, P., Buge, E., Fily, G., Lauriat, A., Margerel, J.-P. & Pareyn, C. (1975). Le Quaternaire ancien de Saint-Nicolas-de-Pierrepont (Manche). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, **104**, 70-108.
- Chappell, J. & Woodroffe, C.D. (1994). Macrotidal estuaries, p. 187-218. In R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe (eds), *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge University Press.
- Clet-Pellerin, M. (1983). *Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la palynologie*. Thèse de 3^{ème} cycle, Géologie, Université de Caen, 135 p.
- Clet-Pellerin, M. (1984). Le Pleistocène inférieur de Normandie. Description d'un sondage : Le Bosq d'Aubigny. *Revue de Paléobiologie*, Genève, Vol. spécial, 41-53.
- Clet-Pellerin, M. (1996). *Palynologie, paléoenvironnements et cycles glaciaire-interglaciaire. Applications au Plio-Quaternaire de Normandie et de la vallée du Saint-Laurent*. Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen, 190p.

- Clet-Pellerin, M. & Huault, M.F. (1987). Les dépôts lagunaires du Reuvérien dans les argiles de la Londe (Normandie). *Bull. AFEQ*, **1987-4**, 195-202.
- Clet-Pellerin, M. & Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1985). Palynologie et paléogéographie des sédiments marins reuvériens à tigliens de Bretagne et de Normandie : un essai de synthèse. *Sciences Géologiques*, Strasbourg, **38**, 73-78.
- Clet-Pellerin, M., Baize, S., Walter, A.-V., Dugué, O. & Coutard, J.-P. (1997). Mise en évidence d'un interglaciaire du Pleistocene dans une formation fluviatile du Centre Cotentin (Normandie, France). *Géographie Physique et Quaternaire*, **51**, 363-378.
- Clet-Pellerin, M., Lautridou J.P., Morzadec-Kerfourn M.T, Farjanel, G. & Huault, M.F. (1999). Stratigraphy and palynology of the late Pliocene and early Pleistocene : sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France). In : Wrenn, J.H., Suc, J.P. and Leroy, S.A.G (eds), *The Pliocene : Time of Change*, 131-143, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
- Clet-Pellerin, M., Le Calvez, Y. & Pareyn C. (1985). Le Tiglien dans le Cotentin. Essai de datation par les pollens et les foraminifères d'un forage effectué au Bosq d'Aubigny (Manche). *Sciences Géologiques*, Strasbourg, **38**, 67-71.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implication. *Journal of Sedimentary Petrology* **62**, 6, 1130-1146.
- Davies, J.H. (1964). A morphological approach to the world of shorelines. *Zeitschrift für Geomorphology* **8**, 127-142.
- Delsinne, N. (2005). Evolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. *Thèse de Doctorat*, Université de Caen, France.
- Demarest, J.M. & Kraft, J.C. (1987). Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. In: D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard, Editors, *Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution*, *SEPM Special Publication* **41**, 223-239.
- Dugué, O. (2007). Le Massif Armoricaire dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du Nord-Ouest de l'Europe. Contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, mer de la Manche, France). Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen basse-Normandie.
- Dugué, O., Clet-Pellerin, M., Walter, A.-V., Baize, S. & Coutard, J.-P. (1997). Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans des tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **324**, 583-590.
- Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C. & Clet-Pellerin, M. (2000) Stratigraphie du Plio-Pléistocène de Normandie (France : les séries marines et fluviatiles du bassin de Carentan-Sainteny). *Géologie de la France*.
- Feuillet, J.P. & Fleischer, P. (1980). Estuarine circulation : controlling factor of clay mineral distribution in James River estuary, Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 1, 2067-2079.
- Garcin, M., Farjanel, G., Courbouleix, S., Barrier, P., Braccini, E., Brebion, P., Carbonel, G., Carriol, R.P., Casanova, J., Clet-Pellerin, M., Janin, M.C., Jehenne, F., Jolly, M.C., Lauriat-Rage, A., Merle, D., Morzadec-Kerfourn, M.T., Pareyn, C., Rosso, A., Sanogo, A., Tourmakine, M. & Williamson, D. (1997). La "longue séquence" de Marchésieux (Manche). Résultats analytiques et premiers éléments d'interprétation. *Géologie de la France*, **3**, 39-77.
- Garnaud, S. (2003). La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale: la baie de Seine sud-orientale (France). *Thèse de Doctorat*, Université de Caen, France.
- Garnaud, S., Lesueur, P., Clet, M., Lesourd, S., Garland, T., Lafite, R. & Brun-Cottan, J.C. (2003). Holocene to modern fine-grained sedimentation on a macrotidal shoreface-to-inner-shelf setting (eastern Bay of the Seine, France). *Marine Geology* **202**, 33-54.
- Garnaud, S., Lesueur, P., Lesourd, S., Poupinet, N. & Brun-Cottan, J.C. (2002). Caractérisation des variations lithologiques saisonnières des sédiments de la baie de Seine orientale; impact des crues de la Seine (France). *Comptes Rendus Géosciences* **334**, 323-330.
- Gibbard, P.L., West, R.G., Zagwijn, W.H., Balson, P.S., Burger, A.W., Funnell, B.M., Jeffery, D.H., de Jong, J., van Kolfschoten, T., Lister, A.M., Meijer, T., Norton, P.E.P., Preece, R.C., Rose, J., Stuart, A.J., Whiteman, C.A. & Zalasiewicz, J.A. (1991). Early and early middle pleistocene correlations in the southern North Sea basin. *Quaternary Science Review*, **10**, 23-52.

- Gibbs, R.J. (1977). Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 829-843.
- Guéguéniat, P., Auffret, J.P. & Baron, Y. (1979). Evolution de la radioactivité artificielle gamma dans les sédiments littoraux de la Manche pendant les années 1976-1977-1978. *Oceanologica Acta* **2**, 2, 165-180.
- Guézennec, L. (1999). Hydrodynamique et transport en suspension du matériel fin dans la zone fluviale d'un estuaire macrotidal : l'exemple de l'estuaire de la Seine (France). *Thèse de Doctorat*, Université de Rouen, France.
- Jeandel, C., Martin, J.M. & Thomas, A.J. (1981). Plutonium and other radionuclides in the Seine estuary and adjacent areas, p.89-102. In IAEA (ed), *Techniques for identifying transuranic speciation in aquatic environments*. IAEA, Vienna.
- Lefebvre, D., Huault, M.F., Guyader, J., Giresse, P., Hommeril, P. & Larssonneur, C. (1974). Le prisme alluvial de l'estuaire de la Seine : synthèse sédimentologique, stratigraphique et paléogéographique. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* **39**, 27-36.
- Lesourd, S. (2000). Processus d'envasement d'un estuaire macrotidal : zoom temporel du siècle à l'heure ; application à l'estuaire de la Seine. *Thèse de Doctorat*, Université de Caen, France.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Auffret, J.P., Poupinet, N. & Laignel, B. (2002). Morphosedimentary evolution of a macrotidal estuary subjected to human impact; the example of the Seine (France). *Estuaries* **6B**, 24, 940-949.
- Lesourd, S., Lesueur, P., Brun-Cottan, J.C., Garnaud, S. & Poupinet, N. (2003). Seasonal variations in the characteristics of superficial sediments in a macrotidal estuary (the Seine inlet, France). *Estuarine and Coastal Shelf Science* **58**, 1, 3-16.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.M., Boust, D., Tastet, J.P. & Weber, O. (2001). Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research* **21**, 1383-1401.
- Lesueur, P., Lesourd, S., Lefebvre, D., Garnaud, S. & Brun-Cottan, J.C. (2003). Holocene and modern sediments in the Seine estuary (France): a synthesis. *Journal of Quaternary Science* **18**, 1, 1-11.
- Lesueur, P., Tastet, J.P. & Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times : examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* **16**, 4, 1849-1870.
- Meade, R.H. (1969). Errors in using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation. *Geological Society of America Bulletin* **80**, 1265-1274.
- Meade, R.H. (1996). River-sediment inputs to major deltas. In: J.D. Milliman & B.U. Haq (eds), *Sea-level Rise and Coastal Subsidence: Causes, Consequences and Strategies*. Springer-Verlag. p.63-86
- Mouchel, J.-M., Boët, P., Hubert, G. & Guerrini, M.-C. (1998). Un bassin et des hommes : une histoire tourmentée. In : M. Meybeck, G. de Marsily, E. Fustec (eds) *La Seine en son bassin. Fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé*, Elsevier, 77-125.
- Pareyn, C. (1980). Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **22**, 695-701.
- Pareyn, C. (1987). Sédiments marins néogènes et pléistocènes de Normandie : onze unités stratigraphiques, 400 m démontrés en épaisseur cumulée, ça compte... Bilan de 10 ans d'exploration sous les marais de Carentan. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, **32**, 127-159.
- Perillo, G.M.E. (1995). Geomorphology and sedimentology of estuaries. *Developments in Sedimentology* **53**, Elsevier, 471 p.
- Postma, H. (1967). Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* **1**, 149-190.
- Vigarié, A. (1965). Les modalités du remblaiement alluvial dans l'estuaire de la Seine. *Cahiers Océanographiques Paris* **XVII**, 5, 301-330.
- Walter-Simonnet, A.V., Lesourd, S. & Lesueur, P. (2000). Mise en évidence des sources de matériel particulaire et sédimentaire entre Rouen et le Parfond. *Programme Scientifique Seine Aval, Rapport 1999/FIN-1 (Thème Hydrodynamique et transport sédimentaire)*.
- Walter-Simonnet, A.V., Lesourd, S., Lesueur, P. & Poupinet, N; (en révision). Mineralogical and chemical variations in the sediments of the Seine estuary (France): an indicator of consequences of estuarine management. A soumettre à *Estuarine and Coastal Shelf Science*.
- Wright, L.D., Coleman, J.M. & Thom, B.G. (1973). Process of channel development in a high-tide range

- environment : Cambridge Gulf-ord River delta, Western Australia. *Journal of Geology* **81**, 15-41.
- Wright, V.P. & Mariott, S.B. (1993). The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology* **86**, 203-210.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. & Boyd, R. (1994). The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In : R.W. Dalrymple, R. Boyd & B.A. Zaitlin (eds), *Incised valleys systems : origin and sedimentary sequences*, Tulsa, SEPM Special Publication **51**, 45-60.

Matières en suspension

- Anonymous (1991). Eaux de Rhône-Méditerranée-Corse. *Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse*.
- Awongo, M.L. (1984). *Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique Moyen et Supérieur de la Provence (Sud-Est de la France)*. Thèse d'Université, Université d'Aix-Marseille III, France.
- Bethemont, J. (1983). *Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la génèse d'un espace hydraulique*. Thèse d'Université, Université de Saint-Etienne, France, 642 pp.
- Bufo, M. (1989). *L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch (Hautes-Alpes, France)*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille III, France, 230 pp.
- Chamley, H. (1971). *Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée*. Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille, France, 401 pp.
- Chamley, H., Colomb, E., & Roux, M.R. (1969). Les minéraux argileux du bassin versant de la Touloubre. *Bulletin du Musée d'Histoire Naturelle de Marseille*, **29**, 117-127.
- Eisma, D. (1993). *Suspended matter in the aquatic environment*. Springer-Verlag.
- Etchanchu, D. (1988). *Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transferts de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique*. Thèse d'Université, Université Paul Sabatier de Toulouse, France, 350 pp.
- Fruget, J.-F. (1992). Ecology of the Lower Rhône following 200 years of human influence : a review. *Regulated Rivers*, **7(3)**, 233-246.
- Fruget, J.-F. (2003). Changements environnementaux, dérives écologiques et perspectives de restauration du Rhône français : bilan de 200 ans d'influences anthropiques. *VertigO*, **4(3)**.
- Gac, J.Y. & Kane, A. (1986). Le fleuve Sénégal : I. Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l'embouchure. *Sciences Géologiques*, **39(1)**, 99-130.
- Jansson, M.B. (1982). Land erosion by water in different climates. *Uppsala University, UNGI Report*, **57**.
- Kattan, Z., Gac, J.Y., & Probst, J.L. (1987). Suspended load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*, **92**, 59-76.
- Lorgere, H. (1959). Turbidité des eaux du Rhône. *SOGREAH et Génie Rural du Gard*, Rapport R 4673 et R 7193.
- McLennan, S.M. (1992). Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, **101**, 295-303.
- Meade, R.H. (1996). River-sediment inputs to major deltas. In : J.D. Milliman and B.U. Haq, eds., *Sea-level rise and coastal subsidence : causes, consequences and strategies*, p. 63-86.
- Meybeck, M. (1977). Dissolved and suspended matter carried by rivers: composition, time and space variations and world balance. In : H.L. Golterman, ed., *Interaction between sediments and fresh waters*, Junk et Pudoc, Amsterdam, p. 25-32.
- Meybeck, M. (1985). Variabilité dans le temps de la composition chimique des rivières et de leurs transports en solution et en suspension. *Revue française des Sciences de l'eau*, **4**, 93-121.
- Milliman, J.D. (1997). Blessed dams or damned dams ? *Nature*, **386**, 325-327.
- Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, **91**, 1-21.
- Milliman, J.D. & Ren, M.E. (1995). River flux to the sea : impact of human intervention on river systems and adjacent coastal areas. In : D. Eisma, ed., *Climate change : impact on coastal habitation*, Lewis Publishers, p. 57-83.
- Pont, D. (1992). Vers une meilleure connaissance des apports en micro-polluants du Rhône à la Méditerranée. *Proceedings 4^{èmes} Rencontres de l'Agence Régionale pour l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur* : 16-24.
- Probst, J.L. (1986). Dissolved and suspended matter transported by the Girou river (France): mechanical and

- chemical erosion rates in a calcareous molasse basin. *Hydrological Sciences Journal* , **31(1)**, 61-79.
- Probst, J.L. (1989). Hydroclimatic fluctuations of some european rivers since 1800. *In : G.E. Petts, H. Moller and A.L. Roux, eds., Historical change of large alluvial rivers*, John Wiley and Sons.
- Reid, I. & Frostick, L.E. (1994). Fluvial sediment transport and deposition. *In : K. Pye, ed., Sediment transport and deposition processes* , Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Richy, P. (1992). *Contribution à l'étude des mécanismes et bilans de l'érosion chimiques des " Terres Noires " du bassin de la Durance. Exemple des bassins versants expérimentaux de la région de Draix (N-E de Digne)*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Université d'Aix-Marseille III, France, 41 pp.
- Roux, R.M., 1983. Les apports liquides et solides du canal E.D.F. de Saint Chamas dans l'étang de Berre. Tomes 1 et 2. *Rapport du Centre d'Océanologie de Marseille*.
- Salbu, B., et Steinnes, E., 1995. *Trace elements in natural waters.*, CRC Press.
- Savey, P., et Deleglise, R., 1967. Les incidences de l'aménagement du tiers central du Rhône sur les transports solides en suspension. *International Association on Hydrology Scientific Publication* , 75 : 462-476.
- Simonnet, J.P., Parron, C., et Walter, A.V., 1992. Caractérisation minéralogique et identification de zones sources de sédiments prélevés dans la Durance. *Rapport inédit réalisé pour le compte de E.D.F.*, 35 p.
- Schumm, S.A., 1977. *The fluvial system*, Wiley, New York.
- Summerfield, M.A., et Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal Geophysical Research* , 99 (B7) : 13871-13883.
- Surell, E., 1847. Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. *Imprimerie cévenole, Nîmes, France*.
- Tomme-Minshaw, D., et Dupouy, P., 1998. Représentativité du point de mesure des MES et de la turbidité sur le Rhône à Arles. *EDF.DTG*, Grenoble, France.
- Vivian, H., 1989. Hydrological changes of the Rhone river. *In : G.E. Petts, H. Moller and A.L. Roux, eds., Historical change of large alluvial rivers*, John Wiley and Sons.

Chapitre 2

Lochs, lacs et tourbières

Références prises en compte jointes à la fin de ce mémoire : Miras et al., 2003 ; Vannière et al. 2004 ; Magny et al., 2006 ; Magny et al., 2007 a et b ; Millet et al., 2007 ; Mokeddem et al., 2007 ; Walter-Simonnet et al., 2008 ; Leroux et al., acceptée.

Au sens limnologique, le terme de lac regroupe des plans d'eau très variés régis par les mêmes processus de base. Plus simplement, un lac est une cuvette naturelle ou artificielle, remplie d'eau, sans connexion directe avec l'océan. La grande majorité des lochs marins et des fjords présente un seuil à la jonction avec le domaine marin ce qui protège le bassin interne et la sédimentation qui y a lieu (Howe *et al.*, 2002 ; SAMS annual report, 2002). Sédimentologiquement parlant, les lochs sont donc plus proches des lacs que des estuaires macrotidaux.

Bien que ne représentant qu'environ 0,01% du volume total de l'eau existant sur Terre, les lacs offrent, par leur origine, les caractéristiques de leur bassin versant, le rapport élevé entre l'aire de celui-ci et la surface du plan d'eau (en général de 10 à 20) et leur réactivité aux conditions externes, une variété importante d'enregistrements sédimentaires (Pourriot & Meybeck, 1995). Enfin, un grand nombre d'anciens lacs, aujourd'hui comblés, sont actuellement le siège de tourbières. Les dépôts lacustres permettent donc d'estimer les variations climatiques et l'impact de l'anthropisation au travers des modifications du fonctionnement lacustre enregistrées dans les sédiments.

I. Dépôts de lochs

Loch est un terme gaélique signifiant aussi bien lac que fjord, estuaire, baie ou crique. Les lochs sont généralement de forme allongée car ils occupent des dépressions formées par le passage des glaciers lors de la dernière glaciation. Leurs flancs sont presque toujours abrupts. Les lochs marins et les fjords sont caractéristiques de la typologie des mers côtières nordiques. La grande majorité d'entre eux présente un seuil à la jonction avec le domaine marin ce qui protège le bassin interne, plus profond, de l'action des vagues et des houles. Ceci explique le temps de résidence assez important de l'eau douce dans ces environnements et offre des conditions idéales à la préservation des enregistrements sédimentaires (Howe *et al.*, 2002 ; SAMS annual report, 2002).

A l'instar des estuaires (cf. § précédent), les lochs sont des zones de contrôle de la distribution de la matière minérale, argileuse ou non, d'origine marine ou continentale. Cependant, à l'inverse des estuaires macrotidaux, leurs remplissages sédimentaires souvent importants et continus ont mémorisé les variations des flux de matières en suspension en provenance des bassins versants. Là aussi, l'étude des lithofaciès sédimentaires et des compositions minérale et géochimique des sédiments de lochs peut permettre d'apporter des informations importantes sur l'origine de ce matériel fin, les transferts et les conditions de sédimentation, ainsi que les effets de l'activité humaine. Les fjords norvégiens et canadiens d'Arctique sont l'objet de nombreuses études concernant l'enregistrement du paléoclimat ainsi que de l'influence de la présence humaine dans de tels environnements (i.e. Larsen & Sejrup, 1990 ; Jansen & Sjøholm, 1991 ; Sejrup *et al.*, 2000 ; Elliot *et al.*, 2001 ; Nordberg *et al.*, 2001 ; Lysa *et al.*, 2004 ; Chang & Patterson, 2005 ; Harland *et al.*, 2006 ; Hay *et al.*, 2007). En revanche, les remplissages sédimentaires des lochs écossais ont, pour l'instant, fait l'objet de peu d'études (Cooper & O'Sullivan, 1998 ; Dix & Duck, 2000 ; Howe *et al.*, 2002 ; Dark, 2006 ; Norgaard-Pedersen *et al.*, 2006 ; Shettler & Romer, 2006).

Dans le Nord-Ouest de l'Ecosse, les changements climatiques depuis le Dernier Maximum Glaciaire (environ 22000 ans BP), dont le refroidissement soudain du Dryas Récent qui correspond au dernier stade glaciaire reconnu sous le nom de "Loch Lomond Stadial", sont particulièrement bien enregistrés durant le Tardiglaciaire (Benn, 1997 ; Austin & Inall, 2002 ; Howe *et al.*, 2002 ; Norgaards-Pedersen *et al.*, 2006). En

revanche, alors qu'en Europe continentale des périodes d'alternance de refroidissement/réchauffement sont souvent et bien observées durant l'Holocène (Magny, 2004 ; Mayewski *et al.*, 2004), en Ecosse de telles alternances n'ont pour l'instant pas été décrites dans les lochs marins. En effet, peu d'études climatologiques approfondies ont été menées jusqu'à présent sur leurs remplissages. Parmi les lochs marins de la côte ouest de l'Ecosse, seul le Loch Etive (figure 34) est l'objet d'études paléoenvironnementales complètes depuis quelques années (Howe *et al.*, 2002 ; Austin & Inall, 2002 ; SAMS annual report, 2002). Or, compte-tenu de leur isolement géographique et d'une faible implantation humaine (même si leur exploitation par l'Homme est en pleine croissance : fermes aquacoles et exploitations minières, Davidson *et al.* (2005)), la plupart des lochs marins sont considérés comme des environnements intacts de la pression anthropique. Le taux de sédimentation important - Syvitski *et al.* (1987) estiment que près du quart des sédiments continentaux transportés vers les océans durant les 100 derniers millénaires résident actuellement dans les fjords et lochs marins - et la sensibilité environnementale qui les caractérisent en font donc le lieu idéal pour l'étude à haute résolution des paléoclimats avec une résolution pouvant atteindre l'année (Shimmield *et al.*, 1995b ; SAMS annual report, 2002).

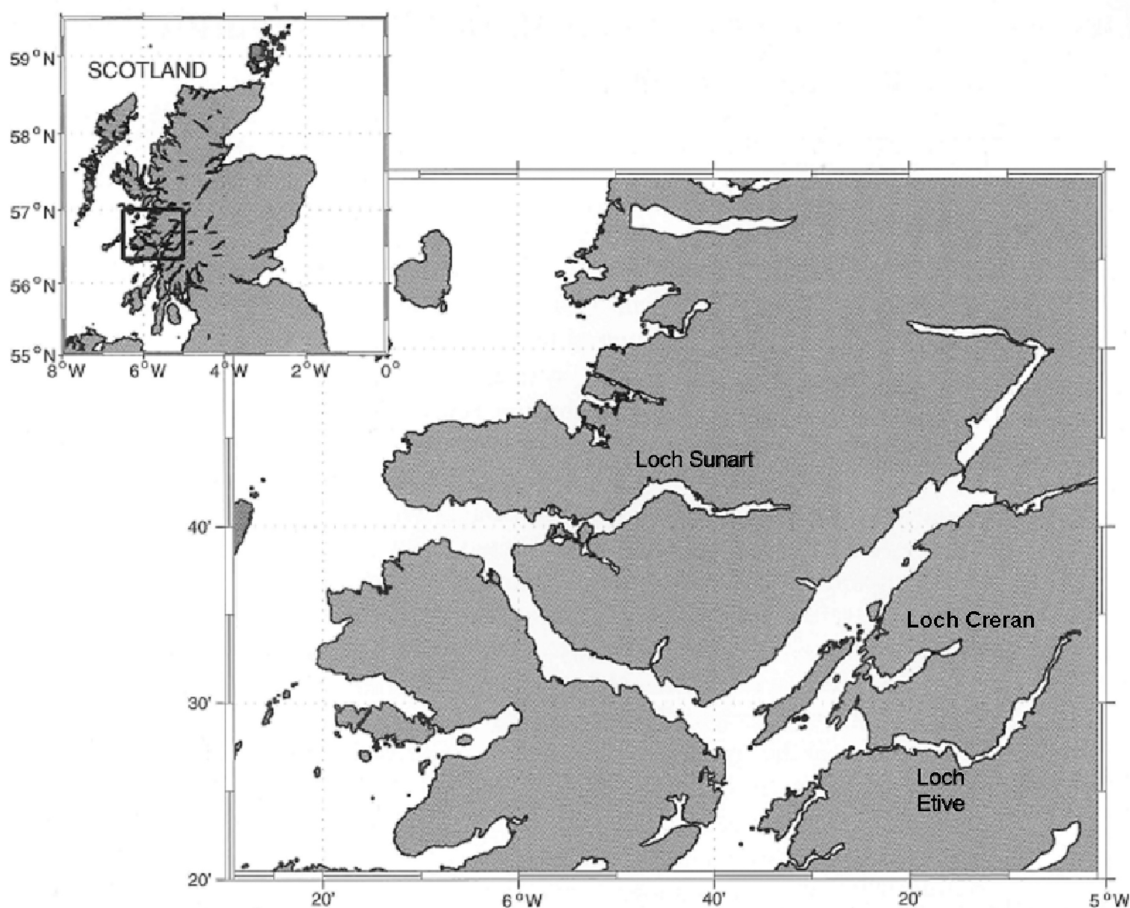


Figure 34 : Carte de situation des lochs Etive, Creran et Sunart (côte Ouest de l'ecosse) (d'après Austin & Inall (2002) et Traini (2006).

C'est dans ce cadre-ci, qu'une étude sismique très haute résolution par Seistec Boomer des remplissages sédimentaires de lochs de la côte ouest de l'Ecosse a été initiée par A. Baltzer (Université de Caen) et R. Bates (Université de St Andrews, Ecosse) en 2002. Depuis, plusieurs lochs ont été ainsi étudiés, dont les lochs Sunart et Creran (figure 34) et trois lochs de l'île de Mull. Suite à ces études sismiques, des carottages ont été réalisés dans le Loch Creran et le Loch Sunart. Leur analyse (sédimentologie, minéralogie,

pollens, foraminifères, matière organique, ostracodes, téphras) sont en cours dans le cadre de la thèse de doctorat de Zohra Mokeddem (Université de Caen) et d'une collaboration avec nos collègues des Universités d'Edinburg et de Fort Williams (Ecosse). L'objectif de ce travail est double : réaliser une étude détaillée des fluctuations climatiques observées et corrélées les faciès sismiques enregistrés en 2002 aux faciès sédimentaires carottés.

A. La déglaciation sur la côte ouest de l'Ecosse depuis 22 000 ans

Depuis le Dernier Maximum Glaciaire, deux phases de déglaciation ont été enregistrées sur la côte ouest de l'Ecosse. Lors du DMG (22 000 ans BP) les glaciers s'étendaient jusqu'à l'Ouest des Hébrides externes, érodant les fjords préexistants et leurs remplissages sédimentaires. La sédimentation dans les lochs reprend avec le retrait des glaciers amorcé lors du réchauffement vers 15 000 ans BP. Le refroidissement du Dryas Récent permet la réinstallation de glaciers sur les Highlands écossais et l'avancée de langues de glace dans certains lochs marins et vallées (stade glaciaire appelé « Loch Lomond Stadial », Golledge, 2006 ; Golledge, 2007a ; Golledge *et al.*, 2007 ; Golledge *et al.*, 2008). Cette avancée glaciaire a érodé tout ou partie du remplissage sédimentaire préexistant suivant les auteurs (Golledge, 2007b). Le retrait glaciaire suivant provoque à nouveau une sédimentation caractérisée par de nombreuses rides morainiques appelées « moraines De Geer ». Au cours de l'Holocène, la sédimentation dans les lochs semble avoir été essentiellement contrôlée par l'hydrologie du bassin versant et la courantologie.

La levée de nouvelles cartes géomorphologiques de la côte nord-ouest de l'Ecosse et au large de celle-ci, a petit à petit mis en évidence que les langues glaciaires du Nord-Ouest de l'Ecosse étaient des affluents qui nourrissaient le Minch Ice Stream. Celui-ci était une route principale de drainage de la glace sur les îles britanniques durant le Pléistocène moyen et supérieur. Lors de son extension maximale, le Minch Ice Stream s'étendait jusqu'au talus du plateau continental (Stocker & Bradwell, 2005 ; Bradwell *et al.*, sous presse). On suppose que ce flot de glace était encore actif durant le Late Devensian Maximum, c'est-à-dire d'environ 22000-25000 ans BP jusqu'à 17000 ans BP. A cette époque, il est probable qu'il atteignait la ligne de côte actuelle (Everest *et al.*, 2005 ; Bradwell *et al.*, sous presse). Cependant, l'histoire de la déglaciation et du développement du paysage côtier ultérieur est mal connue car les lochs marins de la côte ouest de l'Ecosse ont jusqu'à présent été peu étudiés en terme de géomorphologie et d'histoire glaciaire. Les études paléoenvironnementales des lochs marins qui ont débuté il y a quelques années apporteront aussi des données quant au rythme et à la chronologie des avancées et retraits glaciaires. Elles permettront aussi de préciser les limites géographiques des différentes langues de glace (Bennett & Boulton, 1993 ; Bradwell *et al.*, sous presse) et de tester les modèles de couverture glaciaire proposés (Hubbard, 1999 ; Golledge *et al.*, 2008).

B. Lochs Creran et Sunart : état des lieux

1. Loch Creran

Le Loch Creran est situé à environ 15 km à vol d'oiseau au nord-nord-est de Oban, sur la côte ouest de l'Ecosse au nord du council d'Argyll and Bute (figure 35). Ce petit loch, long d'environ 13 km pour une profondeur maximale de 49 m, présente deux bassins principaux séparés par des seuils. Il est connecté à l'Océan Atlantique à l'Ouest, mais protégé de la houle par l'île d'Eriska. L'eau du loch est de fait très bien mélangée (Edwards & Sharples, 1986 ; Austin & Inall, 2002). En 2002 (mission SuCre), grâce à l'aide de deux collègues plongeurs (J.M. Rousset et F. Lelong, Université de Caen), nous avons échantillonné au carottier russe les deux premiers mètres de sédiments du remplissage du bassin amont, ainsi que les cinq premiers mètres de la tourbière Coille Mheadhonach située sur l'affluent principal, la rivière Glen Creran (figures 35 et 39). Le bassin aval a été carotté par nos collègues du Dunstaffnage Marine Laboratory dans le cadre de l'un de leurs projets de recherche et du Master 2 Recherche de Camille Traini (Université de Caen / Dunstaffnage Marine Laboratory).

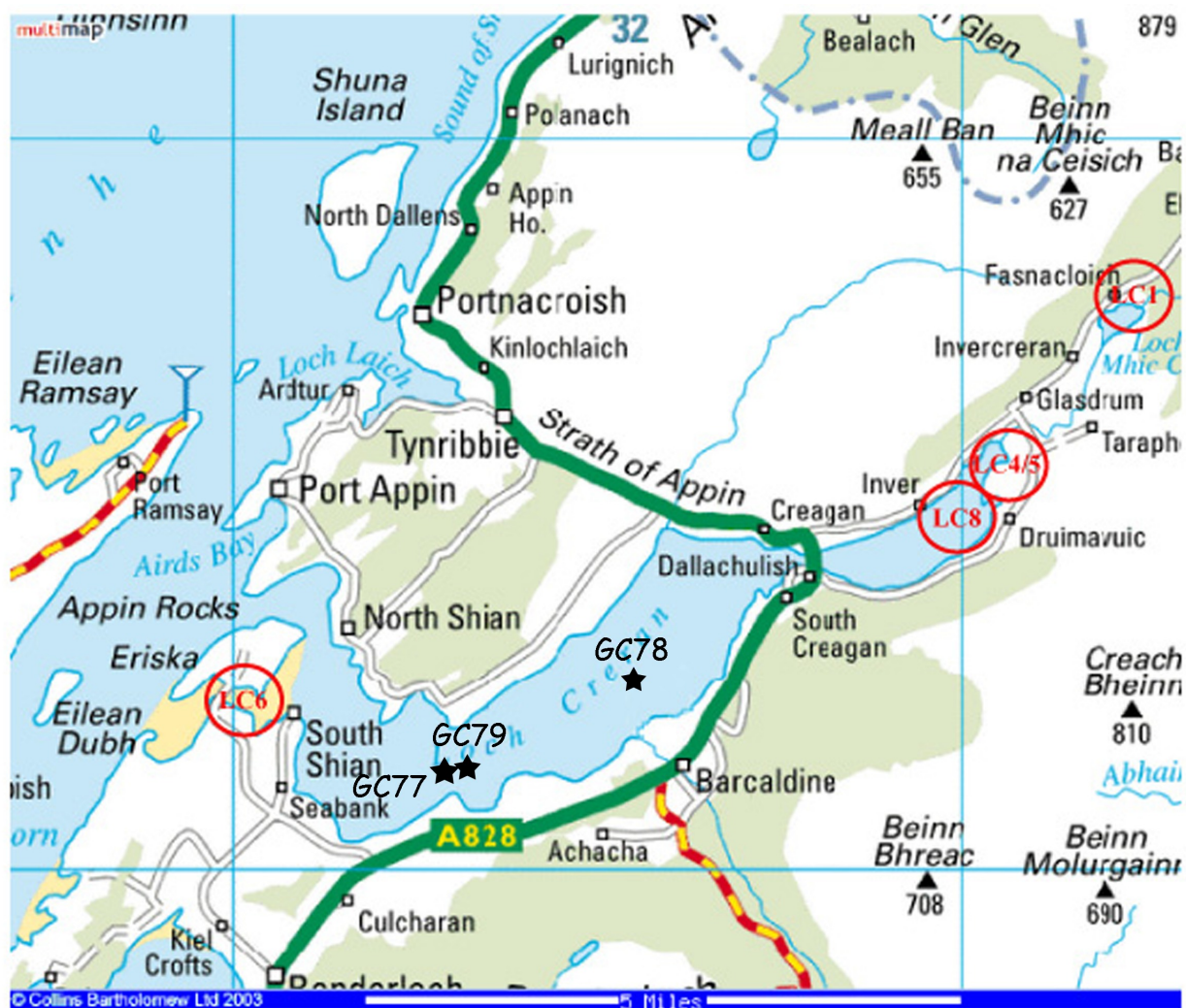


Figure 35 : Carte du Loch Creran et position des carottages LC1, LC4/5, LC8, LC6 (effectués en 2002), GC77, GC78 et GC79 effectués en 2004.

Le principal résultat du travail de recherche de Camille, qui a comparé les remplissages récents des lochs Creran (bassin aval), Etive et Sunart, est la mise en évidence, par la méthode empirique d'analyse de la granulométrie proposée par Hass (2002), de l'enregistrement des périodes de grosses tempêtes hivernales dans la sédimentation du bassin aval du Loch Creran (figure 37) et de cycles sédimentaires dont la fréquence correspond à l'oscillation nord atlantique (Traini, 2006).

AMONT

LOCH CRERAN



Figure 36 : Description des différentes carottes prélevées en 2002 dans le Loch Creran.

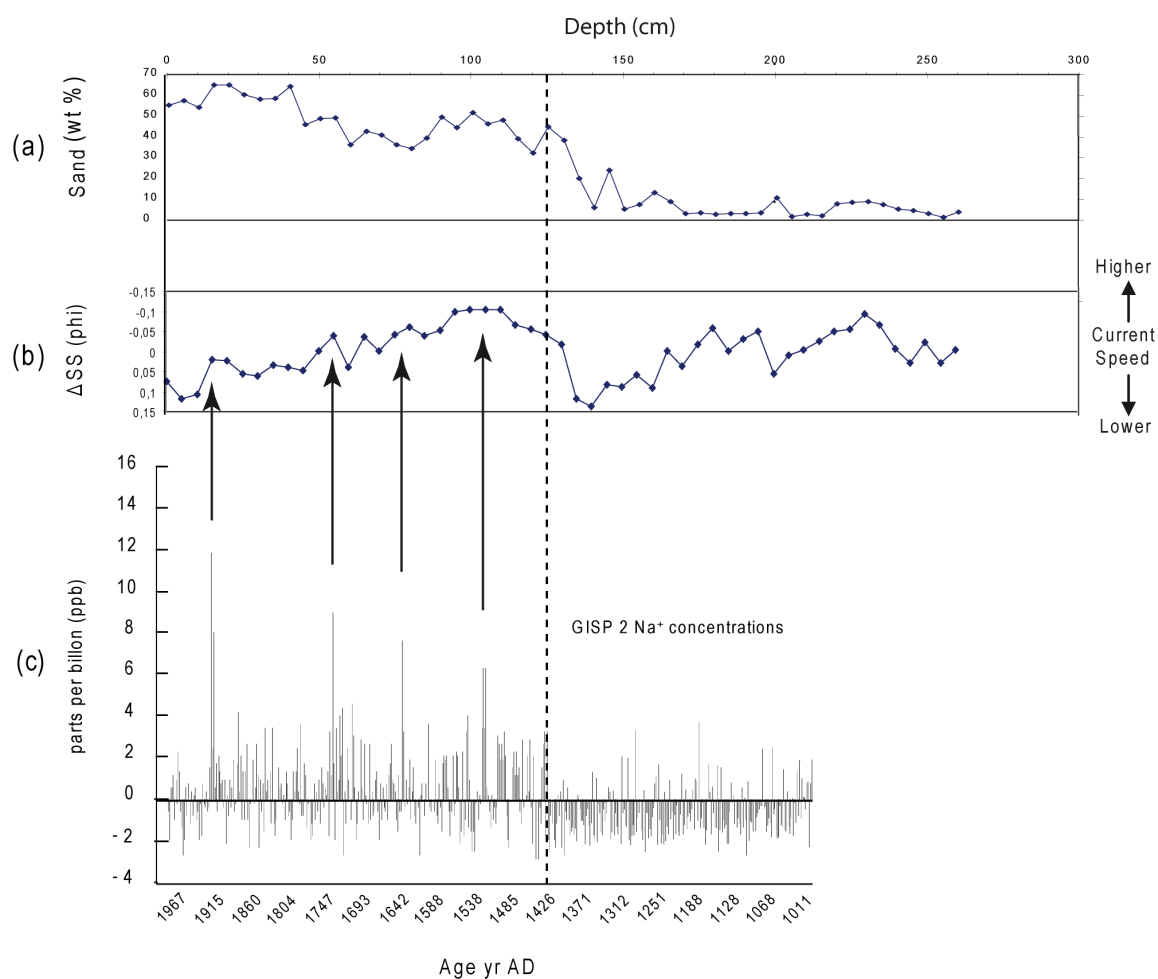


Figure 37 : Données granulométriques du carottage GC77 (bassin aval du Loch Creran, d'après Traini, 2006) : (a) sables ; (b) fraction moyenne des silts liée au courant (McCave et al., 1995 ; Hass, 2002); (c) concentrations en Na⁺ (en ppm) mesurées dans le GISP 2 (Groenland central) entre 987 et 1987 ans AD exprimées en variation par rapport à la moyenne à long terme (Dawson et al., 2004). Les flèches indiquent les périodes de grosses tempêtes hivernales en Atlantique Nord (Dawson et al., 2004 ; Noren et al., 2002) et leur influence sur la sédimentation du Loch Creran.

Dans le bassin amont, les deux mètres de sédiments prélevés correspondent à environ 1700 années, c'est-à-dire une résolution de 8,5 ans par centimètre si l'on considère un taux de sédimentation constant ce qu'il n'est pas puisque des passées silto-sableuses sont observées çà et là dans les silts argileux composant ce sédiment. Les données de granulométrie obtenues par tamisage montrent une évolution de la qualité du sédiment dont le grain devient de plus en plus fin vers le sommet de la carotte (figure 38). Cette évolution montre par ailleurs des variations : le sédiment devient ponctuellement plus grossier tous les 30-40 cm environ dans les 150 cm inférieurs de la carotte. Depuis l'obtention de ces données, l'ex-EA 2642 a pu s'équiper d'un granulomètre laser. Une nouvelle série d'échantillons (prélevés tous les cm) a donc été analysée. Le traitement des courbes granulométriques par déconvolution est en cours. Associées à des analyses minéralogiques et à des observations pétrographiques (comptage des différentes faunes et des particules détritiques), ces données plus précises, comparées aux variations d'autres paramètres tels que l'irradiance ou la température annuelle moyenne océanique, par exemple, pourront peut-être expliquer les variations granulométriques observées.

Loch Creran : carotte LC8

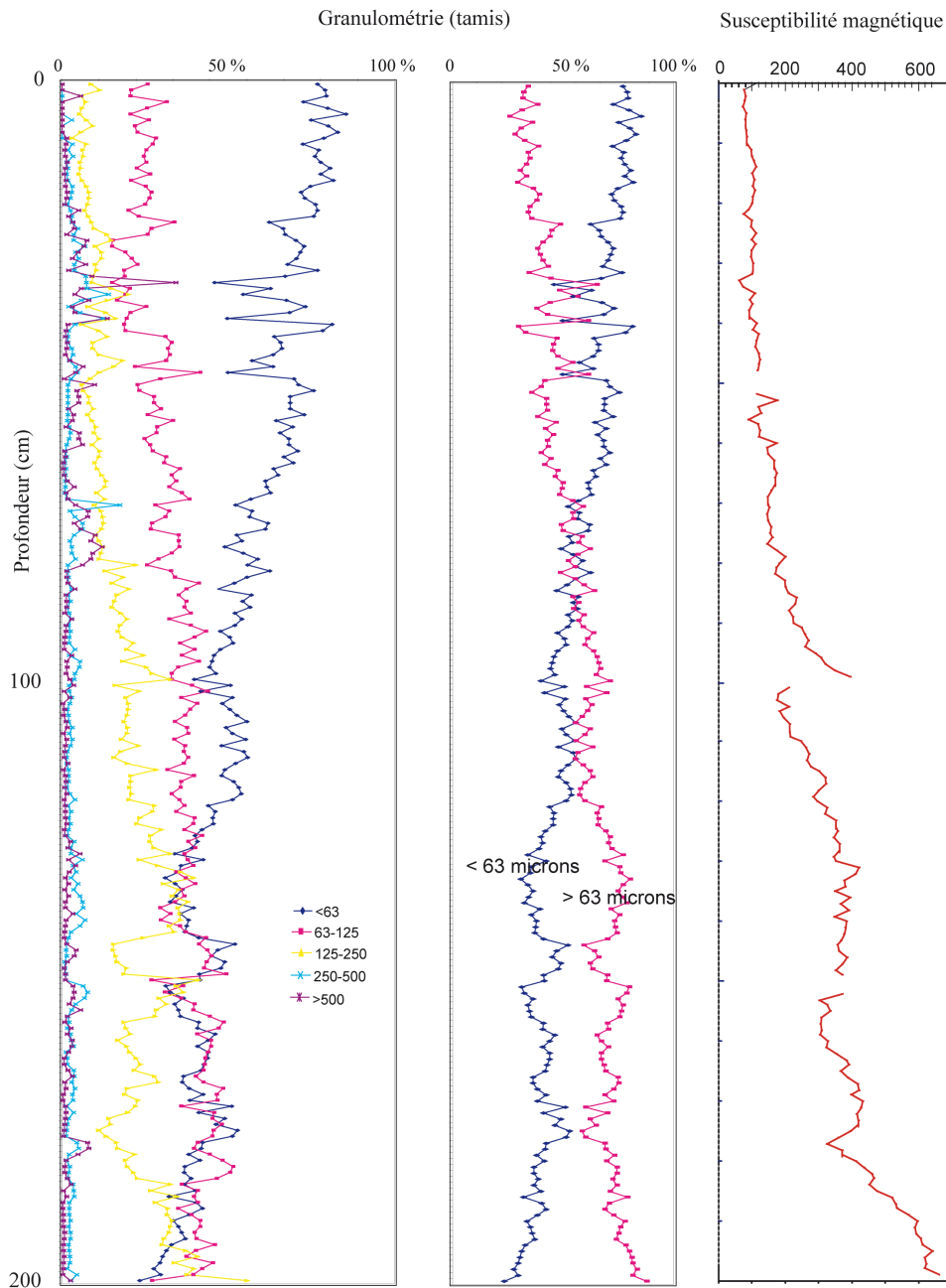


Figure 38 : Caractéristiques granulométriques (tamis) et susceptibilité magnétique de la carotte LC8 carottée dans le bassin amont du Loch Creran.

2. Loch Sunart

Le Loch Sunart est situé dans la péninsule de Ardnamurchan, au Sud-Ouest des Highlands, sur la côte ouest de l'Ecosse. Long de 31 km pour une profondeur maximale de 124 m, le Loch Sunart présente trois bassins principaux séparés par deux seuils (Austin & Inall, 2002, figure 39). Le carottier géant Calypso du R/V *Marion Dufresne* a permis de prélever une carotte de 12 m, la carotte MD04-2833, à l'extrémité occidentale du bassin médian, sur une « cible » préalablement déterminée grâce aux profils sismiques obtenus au Boomer Seistec.



Figure 39: Vue satellite du loch sunart et position du carottage MD04-2833 (d'après Traini, 2006).

Dans un premier temps, des analyses sédimentologiques et palynologiques, complétées par des datations au ^{14}C sur différentes coquilles, ont permis de retracer l'évolution de la sédimentation et des paléoenvironnements qui se sont succédés depuis le début de la dernière déglaciation et de corréliser les différents faciès sismiques identifiés le long de la carotte avec les changements climatiques (Mokeddem *et al.*, 2007) (figures 40 et 41).

Le faciès sismique le plus profond (faciès 1), sourd, correspond soit à l'affleurement du socle rocheux (le seuil est proche), soit à la moraine de fond probablement mise en place lors du dernier maximum glaciaire. Le sommet de ce matériel, sur lequel le carottier s'est violemment arrêté, est recouvert d'un dépôt silto-argileux contenant de gros graviers et des morceaux de quartzite. L'absence de pollens dans ce dépôt et une date obtenue 450 cm plus haut confirme l'existence d'un englacement total de la zone et conforte son âge relatif anté-Tardiglaciaire.

Le faciès suivant (faciès 2) est aussi sourd mais correspond à une succession de différents dépôts à granoclassement général inverse. Des niveaux de *Pecten sp.* en position de vie, se succèdent sur un mètre d'épaisseur environ. Un âge de 14020 ± 210 ans BP (Dryas Ancien) a été obtenu sur des coquilles de la base de ces dépôts. La grande majorité de ce faciès correspond à un désert pollinique ; seules deux passées situées dans sa partie sommitale présentent des assemblages polliniques correspondant à ceux d'une toundra arbustive. Ces deux passées pourraient correspondre, l'une à une phase plus chaude au sein du Dryas Ancien, l'autre au Bølling-Allerød. Le sommet de ce faciès voit à nouveau s'installer un désert pollinique.

Le faciès acoustique 3 correspond au Dryas Récent. Il est laminé et présente une partie inférieure sombre et dense, et une partie supérieure claire et transparente. Ces caractéristiques sismiques sont identiques à celles de la formation Muck décrite par Boulton *et al.* (1981) et de la formation 2 de Binns *et al.* (1974), datées elles-aussi du Dryas Récent et constituées de dépôts glaciomarins. L'absence de pollens dans ce sédiment est expliquée soit par l'absence de végétation, soit par des conditions hydrodynamiques trop violentes qui remanient la colonne d'eau et les sédiments superficiels (Traini, 2006).

Le quatrième faciès est acoustiquement transparent, caractéristique associée à une sédimentation rapide favorisant soit l'engorgement du sédiment par de l'eau soit la présence de gaz (Baltzer *et al.*, 2005). Ces caractéristiques acoustiques permettent de corréliser ce faciès avec une formation décrite par Boulton *et al.* (1981) et les formations 3 et 4 de Binns *et al.* (1974). Ces dépôts correspondent à l'Holocène (Préboréal à Subboréal). Trois refroidissements y ont été enregistrés. Successivement :

- l'événement à 8200 a cal. BP marqué ici par la disparition brutale de *Pecten* alors que les conditions environnementales changent dans le loch et que les pollens indiquent un refroidissement ;
- la fin de l'Atlantique (5500 à 5200 a cal. BP), marquée par une décroissance importante des conifères et une croissance rapide de *Corylus* ;
- entre 3500 et 2700 a cal. BP, marqué par la décroissance des arbres associée au développement des landes à fougères.

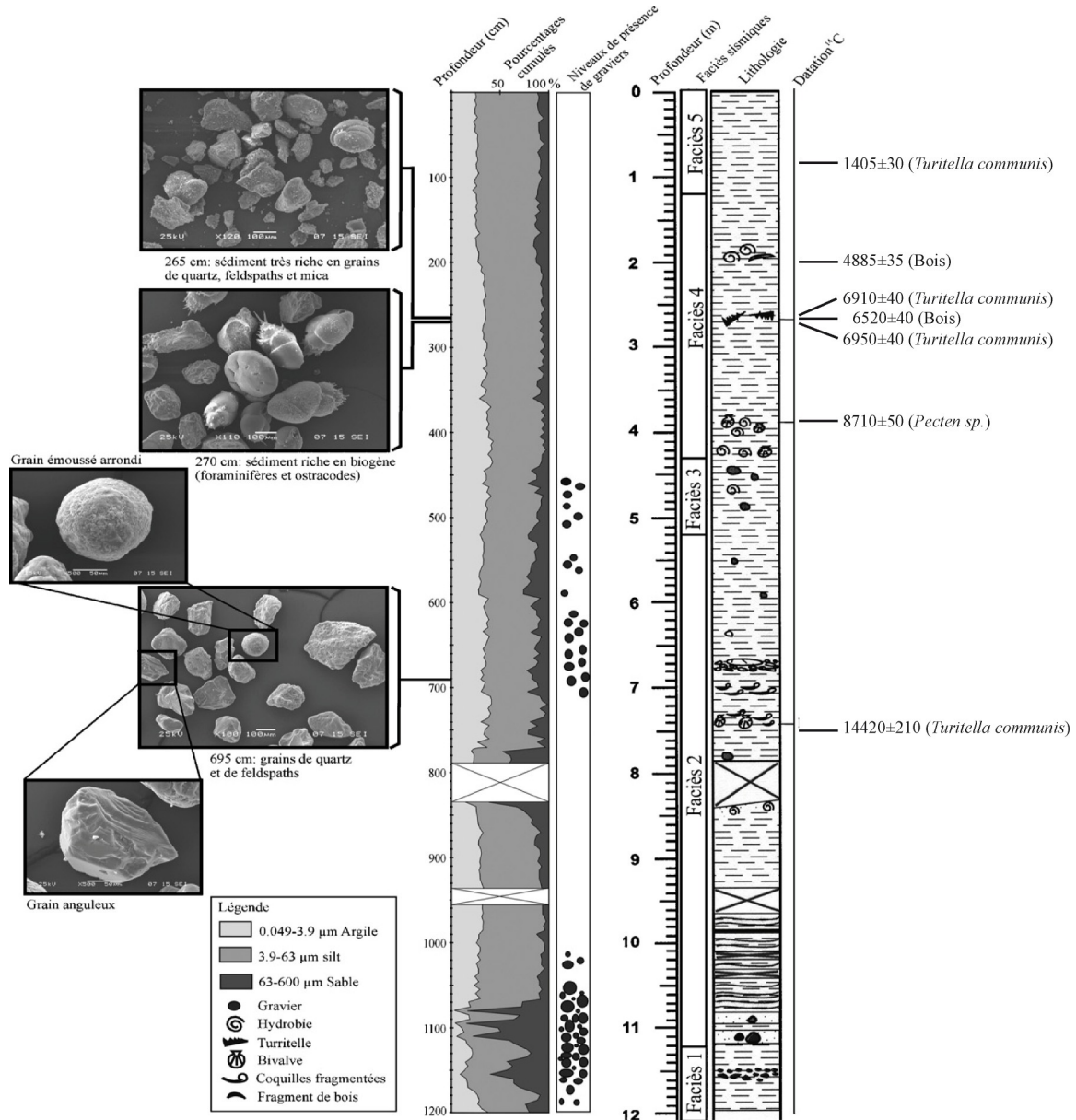


Figure 40 : Représentation des courbes granulométriques en pourcentages cumulés et de la lithologie des sédiments de la carotte MD04-2833. Niveaux de prélèvements des coquilles et bois datés par radiocarbone et contenu sédimentaire observé sous microscope électronique.

Le dernier faciès, finement stratifié, est identique à celui présent dans le Loch Ness (Cooper & O'Sullivan, 1998) et représente la décroissance de sédimentation durant le Subatlantique (Holocène supérieur).

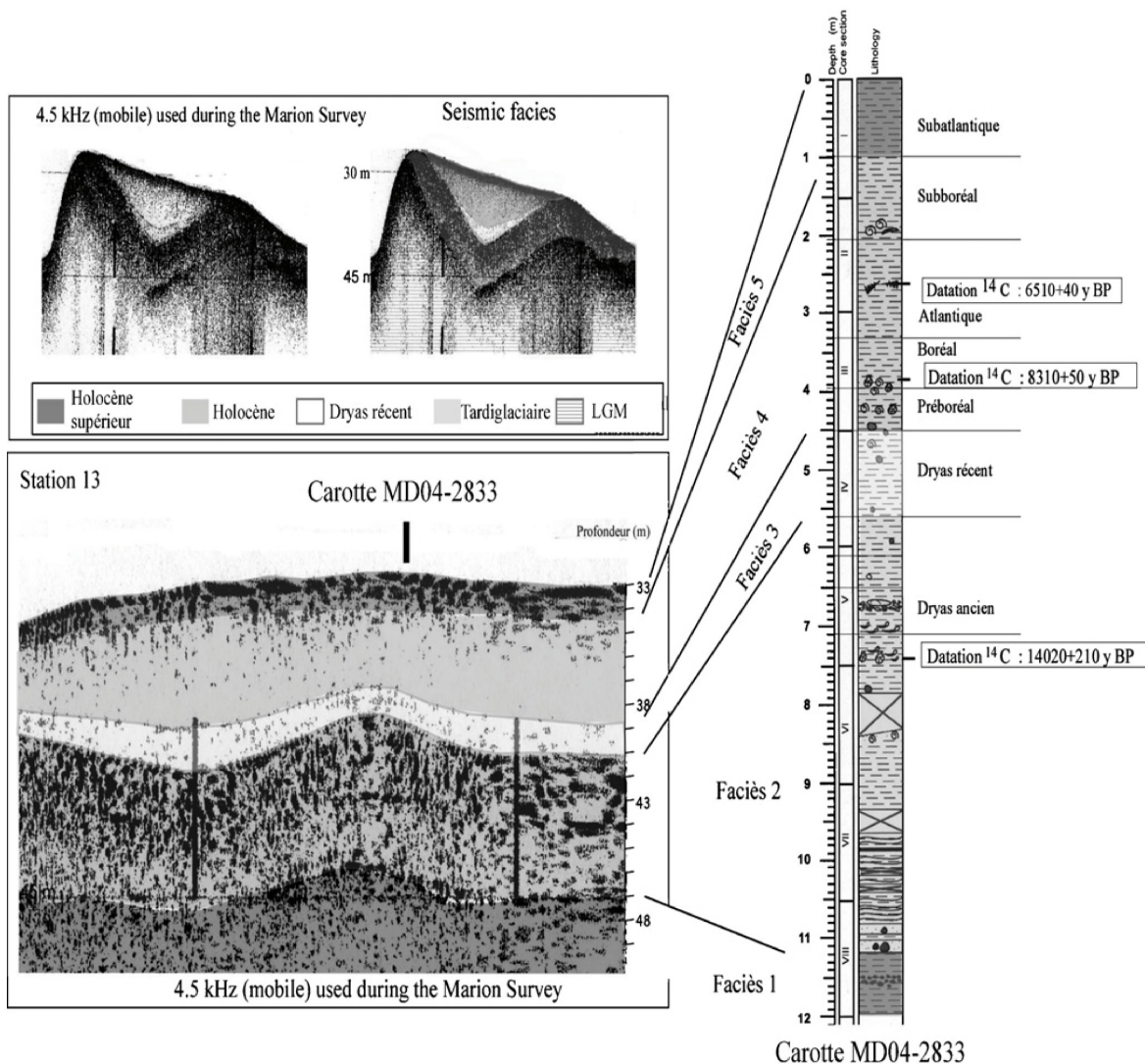


Figure 41 : Distribution chronologique des cinq faciès sismiques le long de la carotte MD04-2833.

Dans un deuxième temps, les assemblages de foraminifères ont été analysés et permettent d'obtenir un enregistrement des variations climatiques par la faune marine qui complète les informations apportées par les assemblages polliniques, notamment durant les périodes stériles en pollens (Goubert *et al.*, 2007). En utilisant la méthode rang/fréquence sur ces données, Goubert *et al.* (2007) ont mis clairement en évidence cinq cycles complets de dégradation/restauration de la qualité biotique de l'environnement séparés par des phases de stabilité. Certains de ces cycles sont associés à des événements biologiques connus, comme le "niveau à Turitelles" situé entre 265 et 270 cm de profondeur, d'autres en revanche ne correspondent à aucune variation sédimentologique particulière.

C. Conclusions

Dans le Loch Sunart, le travail de doctorat de Zohra Mokeddem a permis de comparer les faciès acoustiques qu'elle observait avec ceux décrits dans d'autres lochs (Boulton *et al.*, 1981 ; Binns *et al.*, 1974) et de les relier à des périodes climatiques. A partir de ces données, Camille Traini, dans son travail de

recherche de Master 2, a aussi montré que ces faciès acoustiques étaient présents dans les Lochs Creran et Etive, tous deux proches du Loch Sunart mais de taille inférieure. Cette approche combinée va permettre d'utiliser la cartographie des faciès sismiques dans les lochs écossais pour déterminer l'extension spatiale des différents paléo-environnements qui se sont succédés sur la côte ouest de l'Ecosse depuis le dernier maximum glaciaire.

Dans l'étude de la sédimentation dans le Loch Sunart, ces données seront complétées par une analyse de la matière organique et minérale, la mesure de la susceptibilité magnétique et un cadre téphrostratigraphique (en cours d'analyse). Si, au niveau des dépôts de téphras, nous avons matière à dater par radiocarbone cela permettra de confirmer ou non si l'âge réservoir utilisé pour l'Ouest de la Grande Bretagne (environ 400 ans, Harkness, 1983) est applicables aux zones particulières que sont les lochs marins. En effet, pourvus de bassins versants généralement importants, les lochs marins sont le siège d'arrivées massives d'eau douce, ce qui perturbe certainement la valeur de l'âge réservoir utilisé puisque celui-ci est calculé pour le domaine marin franc.



II. Dépôts de lacs et d'étangs

La très grande diversité morphologique, hydrologique, dynamique, chimique et écologique des lacs explique la très grande variété de sédiments qu'y peuvent s'y former. Ces sédiments sont composés d'apports allochtones et/ou d'apports autochtones et sont très inféodés aux conditions climatiques, géologiques et géomorphologiques. Les apports allochtones peuvent être constitués de particules éoliennes ou glaciaires, de produits de l'érosion du bassin versant par ruissellement ou des berges, d'apports par glissement gravitaire, de végétaux terrestres. Les matériaux autochtones sont des détritiques organiques (algues, zooplancton, diatomées, ...), des sédiments carbonatés produits par précipitation directe à partir de l'eau du lac (floraison planctonique), sédimentation biochimique liée aux végétaux littoraux (beine calcaire), par évaporation, des évaporites.

Le message sédimentaire enregistré dans le fond d'un lac est donc une mémoire des événements qui se sont produits dans son bassin versant mais aussi au niveau continental. A l'échelle locale, les variations de production détritique, biochimique et chimique peuvent faire suite à des modifications intervenant dans le bassin versant (zones mises en érosion, protection de parcelles par la végétalisation, ...). Elles peuvent aussi être dues à des modifications du fonctionnement du lac suite à son comblement progressif (augmentation de C, N et P suite à son eutrophisation, ...). A l'échelle continentale, ce sont les changements physico-chimiques de l'atmosphère (température moyenne annuelle, polluants apportés par les aérosols, cendres volcaniques, ...) qui sont enregistrés. Le sédiment lacustre est donc la résultante ultime de toutes les interactions s'exerçant dans et sur le système lacustre.

Sous nos latitudes, de nombreux lacs de moyenne et haute altitude doivent leur existence aux glaciations quaternaires et notamment au dernier retrait glaciaire. Pour beaucoup d'entre eux, le début de la sédimentation remonte donc à environ 15 000 ans et offre un message sédimentaire ayant enregistré les variations climatiques rapides du Tardiglaciaire, le réchauffement de l'Holocène et l'impact de l'installation de l'homme.

La façade est de la France est riche de lacs de toutes tailles situés dans des massifs de natures géologiques totalement différentes : les Vosges, cristallines dans le sud et gréseuses dans le Nord, le Jura carbonaté, et les Alpes géologiquement extrêmement variées. Malgré cela, des similitudes existent dans la manière dont le sédiment a mémorisé les variations du climat depuis la fin de la dernière glaciation. Dans le cadre de différents programmes pluridisciplinaires, menés au sein de l'UMR Chrono-Environnement, j'ai été et je suis amenée à étudier la réponse détritique aux variations climatiques tardiglaciaires dans diverses cuvettes lacustres réparties dans ces différents massifs.

A. Sédimentation dans de petits lacs et étangs en contexte géologique acide.

1. Caractéristiques des bassins versants

Le lac de Sewen (47°48'42" N, 6°53'50" E) est situé à 500 m d'altitude dans le fond de la vallée

glaciaire de Masevaux, au nord de Belfort (Vosges cristallines, figure 42). Formé après la dernière glaciation, il repose sur un substratum constitué de granite (« granite fondamental ») et de brèches, tufs et roches volcaniques datés du Viséen (Théobald *et al.*, 1973). Il est entouré d'une tourbière et s'insère dans des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du Würm (figure 43). Son bassin versant topographique couvre environ 8 km².

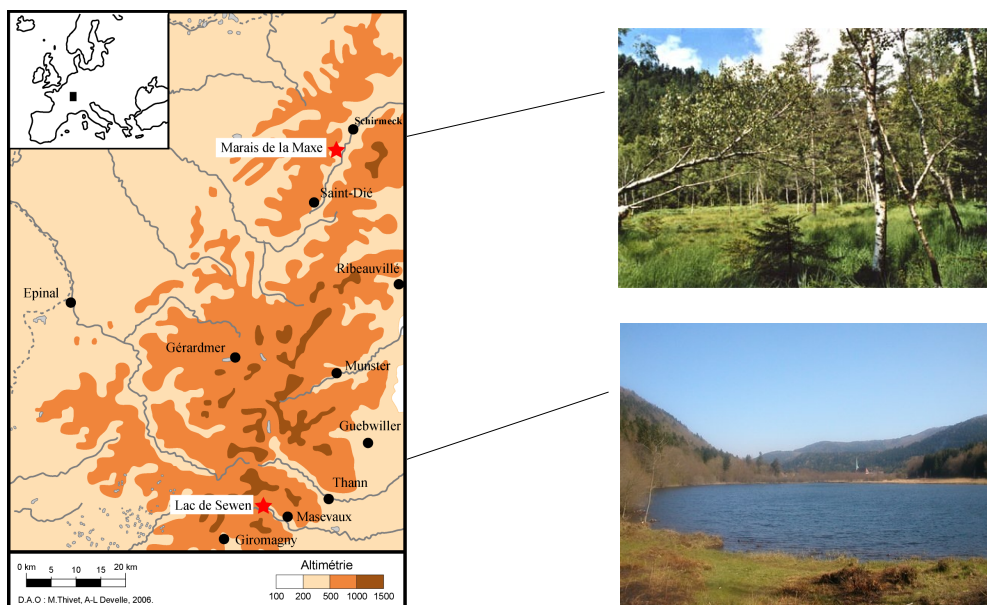


Figure 42 : situation géographique du lac de Sewen et du marais de la Maxe dans le massif des Vosges.

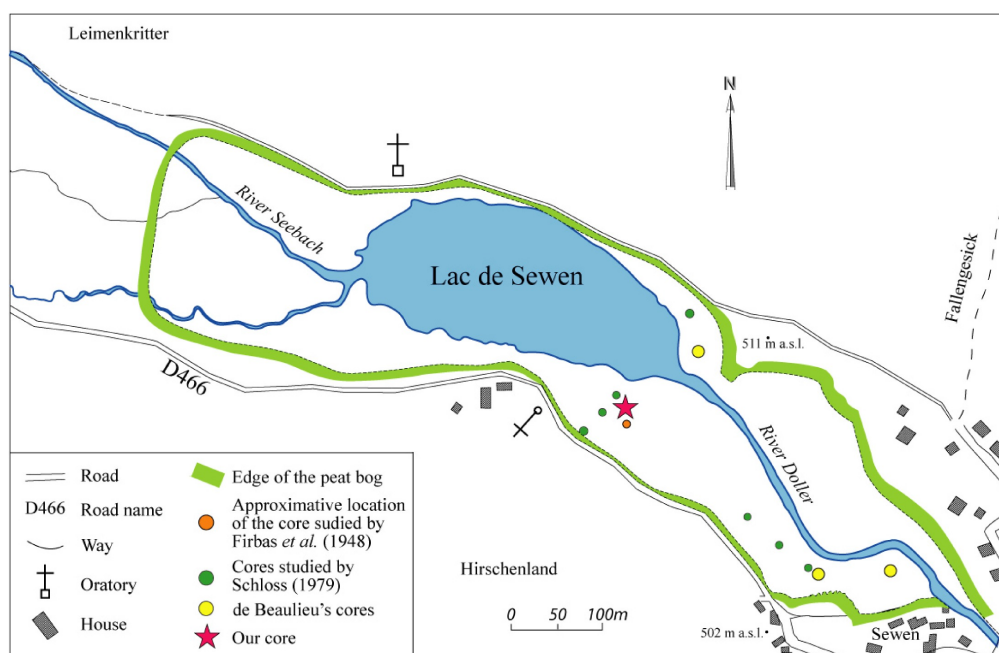


Figure 43 : carte du lac de Sewen et répartition des différents carottages effectués depuis 1948.

Le marais de la Maxe (anciennement Maxmoor, 48°27'18" N, 7°07'28" E) se trouve à 656 m d'altitude dans les Vosges gréseuses au sud-ouest de Schirmeck (figure 42). Ce marais occupe la cuvette d'un ancien lac glaciaire creusé dans un substratum gréseux du Buntsandstein et barré par le Rond Pertuis (849 m) au nord, la Tête de la Maxe (860 m) au sud-ouest et des moraines (Riss et Würm) au sud-est (Ménillet *et al.*, 1978) (figure 44). Il draine actuellement un petit bassin versant de 0,2 km².

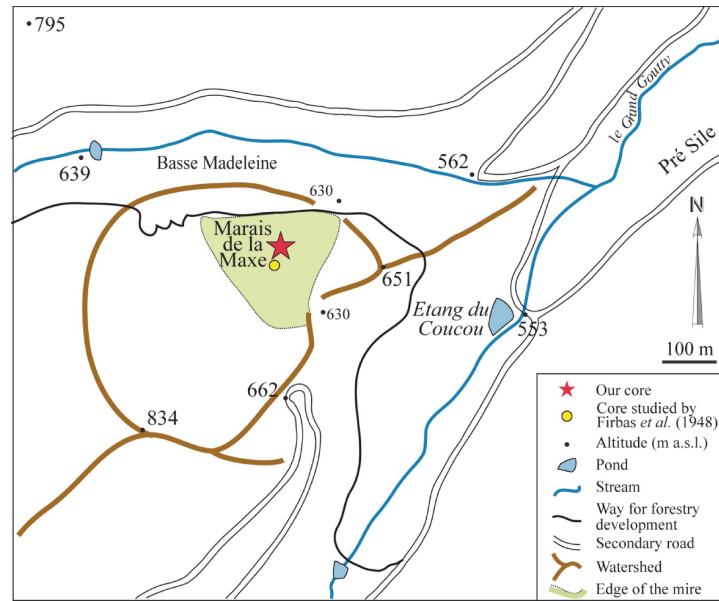


Figure 44 : carte du marais de la Maxe et répartition des différents carottages effectués depuis 1948.

2. Enregistrement sédimentaire tardiglaciaire

Dans le lac de Sewen, la stratigraphie établie à l'extrémité sud-est du lac (figure 43) montre une sédimentation tardiglaciaire, et probablement aussi pléniglaciaire, composée d'argiles silteuses grises et roses laminées à la base, puis de silts argileux verdâtres et gris recouverts par des silts bruns à beiges. Elles sont surmontées de gyttja et de tourbes formées durant l'Holocène. La chronologie de ces dépôts est établie à partir de l'analyse palynologique, de dates radiocarbone et de la présence de deux téphras, le Vedde Ash et le Laacher See Tephra (Firbas *et al.*, 1948 ; Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Develle *et al.*, soumis) (figure 45) (cf. chapitre 3).

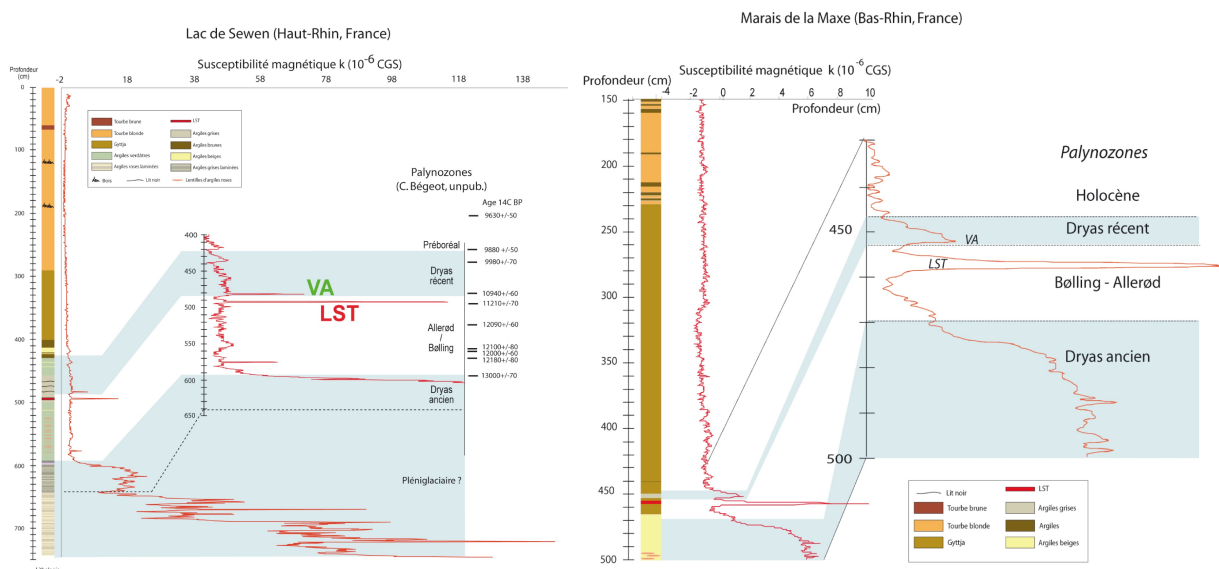


Figure 45 : lac de Sewen et marais de la Maxe : stratigraphie du remplissage, mesure de la susceptibilité magnétique, zonation palynologique, datations radiocarbone et téphras (VA = Vedde Ash ; LST = Laacher See Tephra).

Dans le **marais de la Maxe**, le remplissage tardiglaciaire est constitué de silts argileux parfois sableux beiges à fins lits roses puis gris séparés par un niveau de gyttja. La sédimentation holocène est composée par de la gyttja surmontée de tourbe blonde et brune contenant des niveaux d'argiles brunes jusqu'au sommet (figure 45). La chronologie de ces dépôts a été établie par l'analyse palynologique, une date radiocarbone et la présence du Vedde Ash et du Laacher See Tephra (Firbas *et al.*, 1948 ; Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Develle *et al.*, soumis) (cf. chapitre 3).

Mise à part l'épaisseur des dépôts tardiglaciaires qui varie énormément d'un site à l'autre, la seule différence notable entre ces deux enregistrements est la nature du dépôt Bølling-Allerød : argileux à Sewen, très organique dans le marais de la Maxe. Ceci n'est certainement qu'une conséquence de la grosse différence de taille et de profondeur existant entre les deux réceptacles, la petite taille de la cuvette de la Maxe impliquant une faible épaisseur de la tranche d'eau durant cette période.

En revanche, les deux enregistrements présentent la même variation du taux de sédimentation au début du Dryas Récent (figure 46). Cette chute importante du taux de sédimentation est soulignée par la présence des téphras Vedde Ash et Laacher See Tephra qui encadrent la transition Allerød-Dryas Récent (figures 45 et 46). A Sewen, il semble qu'il s'agisse même d'un arrêt de la sédimentation entre 12 700 et 12 200 a cal. BP, conséquence soit de l'englacement des plans d'eau, soit de la baisse du niveau d'eau (- 480 cm par rapport au niveau actuel de la tourbière). La seconde hypothèse semble plus plausible. Le carottage étudié à Sewen a été prélevé au bord de la tourbière contrairement au carottage réalisé au centre de la cuvette du marais de la Maxe. L'analyse de cette période particulière dans les autres carottages prélevés à Sewen en 2000 par J.L de Beaulieu (figure 43) et dans des carottages prévus au centre du lac permettra d'estimer la baisse du plan d'eau ou d'éliminer cette hypothèse.

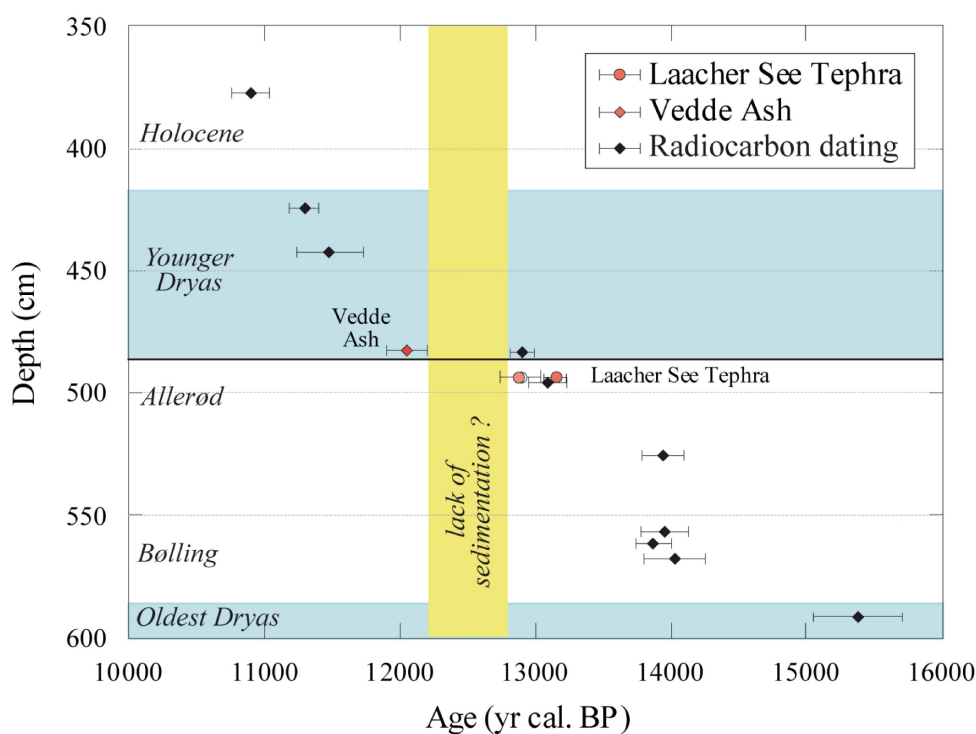


Figure 46 : courbe âge-profondeur dans le lac de Sewen ; les âges ont été calibrés avec le logiciel Calib Rev 5.1beta (Reimer *et al.*, 2004).

Malgré des tailles, des rapports de surface « bassin versant / cuvette » et des environnements géologiques (grès mésozoïques / roches cristallines et volcaniques paléozoïques) très différents, les particules détritiques constituant les remplissages montrent des caractéristiques granulométriques dont les variations avec le temps sont très proches (figures 47 et 48) (Pagnier, 2007 ; Corgini, 2008 ; Walter-

Simonnet *et al.*, in prep.).

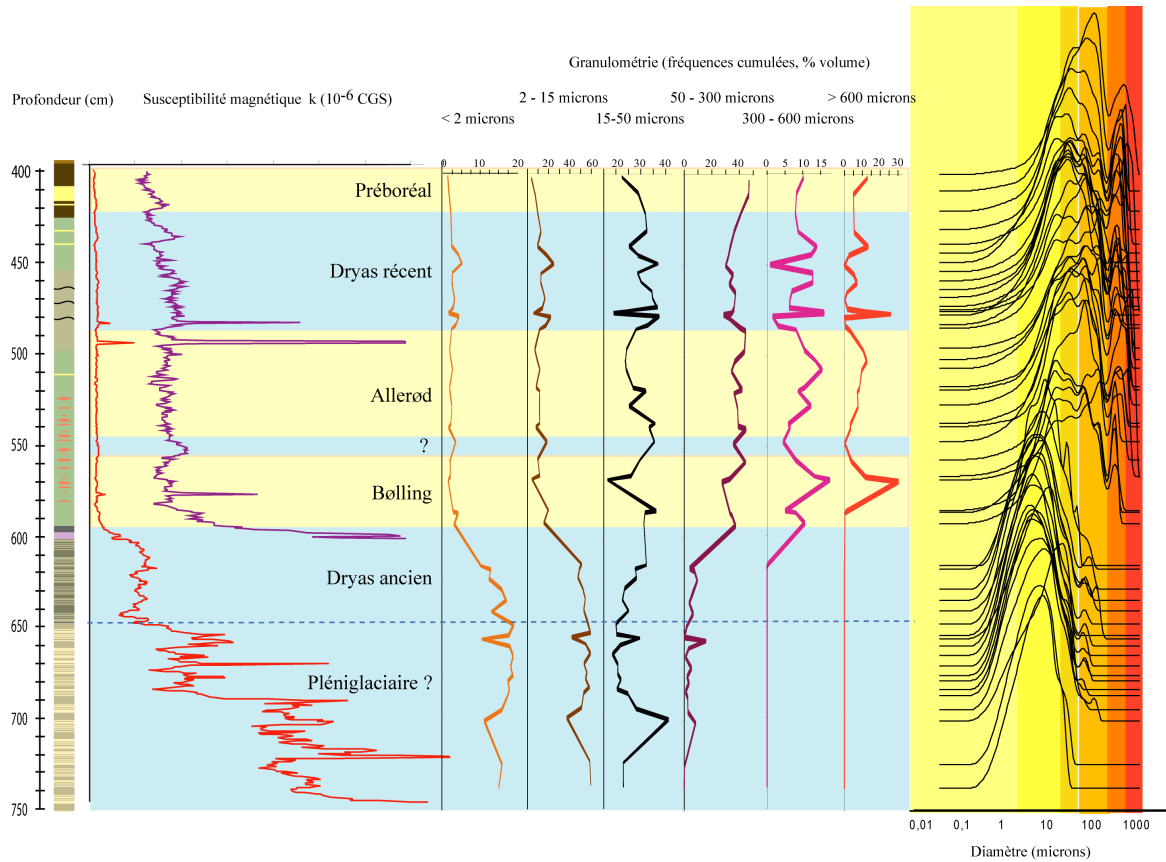


Figure 47 : lac de Sewen : susceptibilité magnétique, populations granulométriques (fréquences cumulées) et courbes granulométriques (fréquences non-cumulées).

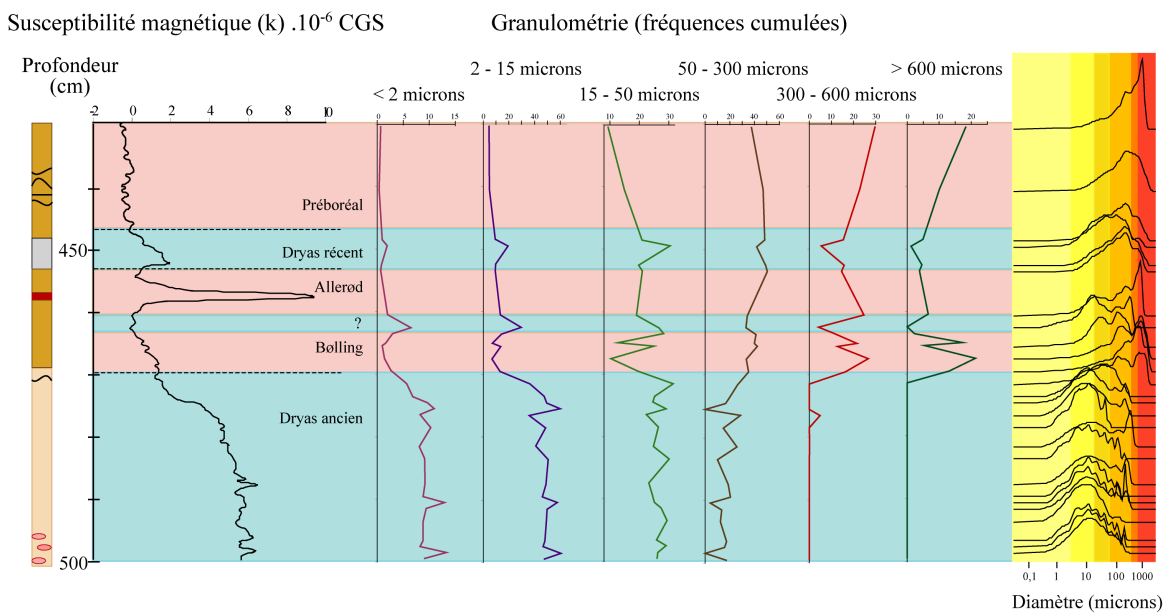


Figure 48 : marais de la Maxe : susceptibilité magnétique, populations granulométriques (fréquences cumulées) et courbes granulométriques (fréquences non-cumulées).

Dans les deux sites, les dépôts du Dryas Ancien (et pléniglaciaires probablement dans le lac de Sewen) sont constitués de particules très fines (silty-argileuses) contenant très peu de sables fins. Aucun apport grossier (supérieur à 300 microns) n'y est décelé. En revanche, durant la fin du Dryas Ancien, les particules deviennent progressivement légèrement plus grossières et des sables grossiers se déposent. Le passage du Dryas Ancien (climat froid) au Bølling- Allerød (climat plus chaud) est net et marqué par des apports grossiers (sables). Leur fréquence et leur importance varie dans la première partie du Bølling-Allerød et deviennent plus réguliers et homogènes durant la seconde. Au sein de cette période plus chaude, une brusque et limitée augmentation de la fraction fine autour d'environ 14 000 ans cal. BP marque probablement l'enregistrement du coup de froid du Dryas moyen. Des analyses palynologiques supplémentaires sont en cours et permettront de préciser si ce coup de froid a provoqué des changements écologiques importants. Le passage à la période plus froide du Dryas Récent, marqué par une diminution voire un arrêt de la sédimentation, est souligné par une baisse des apports très grossiers et une augmentation des argiles, silts et sables fins. Contrairement au Dryas Ancien, essentiellement constitué d'un matériel silty-argileux assez homogène, le Dryas Récent est caractérisé par une succession d'apports disparates et apparaît comme une période sédimentologiquement hétérogène. Le passage progressif au Préboréal est accompagné par l'augmentation des apports de sables grossiers.

B. Sédimentation dans de petits lacs et étangs en contexte géologique à dominante carbonatée.

1. Caractéristiques des bassins versants

L'étang du Lautrey (46°35'14" N, 5°51'50" E) est situé à 788 m d'altitude dans le massif du Jura, au contact entre le plateau calcaire et la Haute Chaîne. Cette dépression de 0,1 km² repose sur le substratum mésozoïque (jurassique et crétacé (Guillaume & Guillaume, 1962)) et est actuellement presque entièrement remplie par des dépôts lacustres quaternaires dans lesquels subsiste une mare résiduelle (figure 49). L'inclinaison (10°SE) du substratum et la présence d'une structure tectonique de type bloc basculé expliquent les variations de l'épaisseur du remplissage qui atteint 12 m dans la partie la plus profonde de la cuvette (Bossuet *et al.*, 2000).

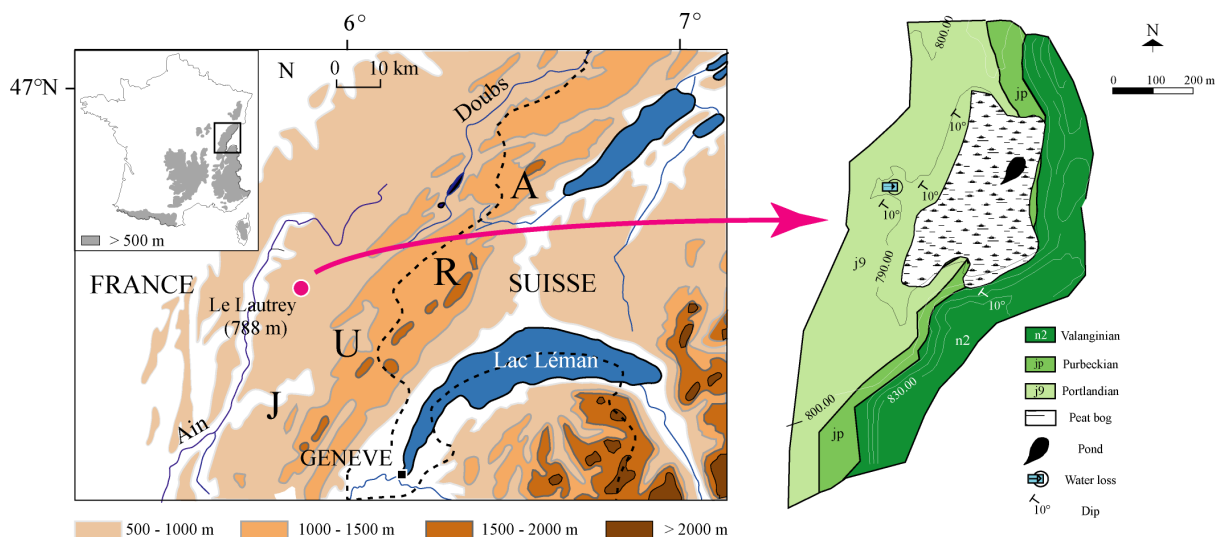


Figure 49 : situation géographique et contexte géologique de l'étang du Lautrey.

La tourbière du Lauza se situe à une altitude de 1140 m sur la terrasse fluvio-glaciaire la plus inférieure du Drac au pied du versant nord-ouest du Cuchon (2002 m) dans le massif de l'Autane (Alpes Sud). Le site se trouve à 1 km au nord du village de Saint-Léger-les-Mélèzes (figure 50). La tourbière, d'une

superficie de 2,5 ha environ, est localisée sur les terrains les plus fertiles du Bas-Champsaur. Deux canaux d'irrigation encadrent la tourbière, le canal de Pont-du-Fossé au nord et l'aqueduc souterrain du canal de Gap au sud. Cette tourbière complètement atterrie est drainée par un exutoire artificiel s'écoulant vers le nord-est qui rejoint le Drac au lieu-dit Le Serre. Elle repose sur les placages morainiques würmiens déposés par le glacier du Drac lors de son retrait et est encadrée de deux lentilles de "Terres noires" (marnes de Bathonien supérieur, Callovien et Oxfordien) (Gidon *et al.*, 1988 ; Debelmas *et al.*, 1972 ; Kerckhove *et al.*, 1989).

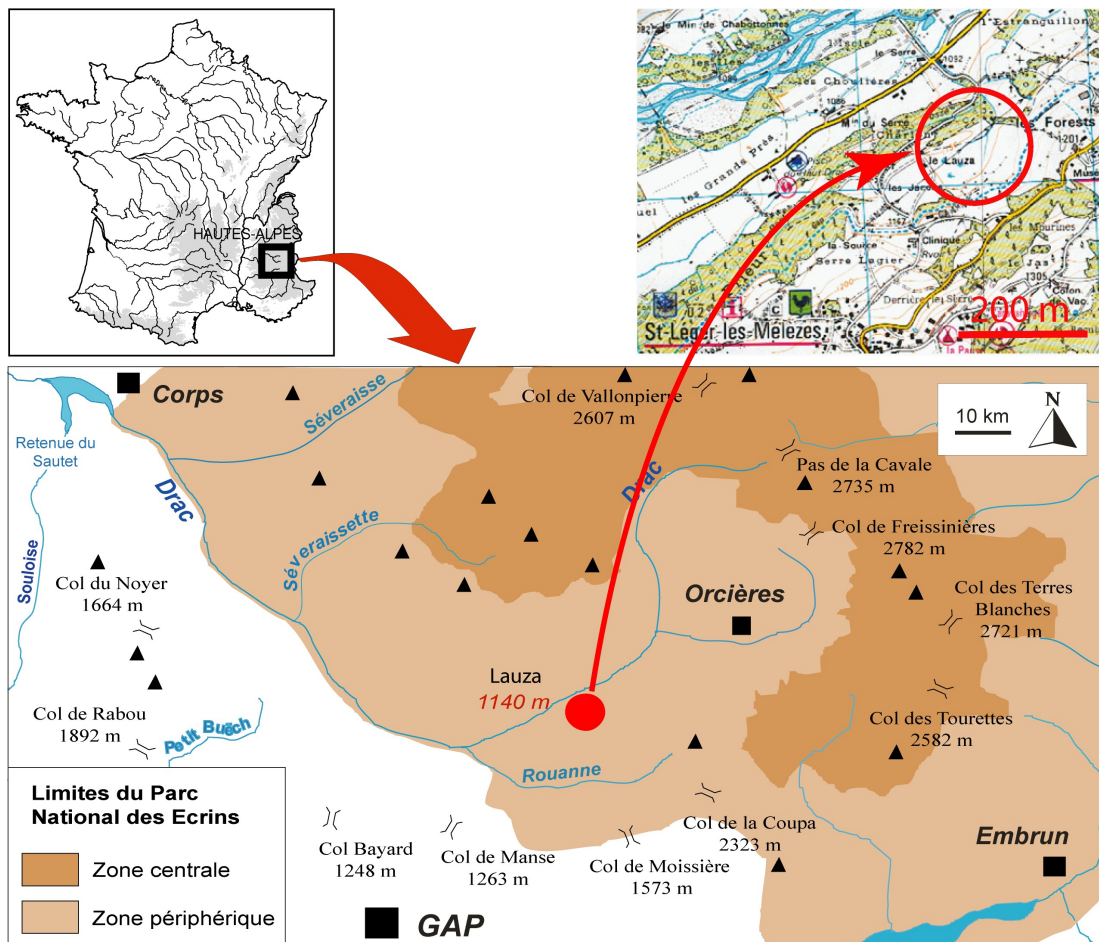


Figure 50 : situation géographique de la tourbière du Lauza (modifié, Court-Picon, 2007).

Deux hypothèses peuvent expliquer la formation de cette dépression. Ce serait soit un barrage morainique parallèle à la ligne de crête laissé par le retrait du glacier du Drac, soit un glissement des produits d'altération superficielle des dépôts morainiques würmiens, immédiatement postérieur au retrait glaciaire ultime, qui serait venu obstruer la sortie d'écoulement de la dépression initiale formée lors de l'avancée glaciaire maximale (Court-Picon, 2007).

2. Enregistrement sédimentaire tardiglaciaire

Le remplissage de l'étang du Lautrey montre une séquence de comblement typique des étangs et bords de lacs du massif jurassien. Elle débute par des sédiments détritiques du Dryas Ancien (graviers de fond puis limons argileux gris foncé laminés puis homogènes), surmontée de craie lacustre jaune verdâtre à jaune beigeâtre. Cette craie est interrompue par un niveau de limons gris passant progressivement à une alternance de limons et de craie, et correspondant au Dryas Récent. La sédimentation devient tourbeuse (gyttja et tourbe) au cours du Préboréal (figure 51). La chronologie des dépôts repose sur des analyses palynologiques, les associations de chironomes, des dates radiocarbone et la présence de deux niveaux de

cendres volcaniques connus dont les cortèges minéraux correspondent à ceux du Laacher See Tephra et du Veede Ash (Bossuet *et al.*, 1997 ; Bégeot *et al.*, 2000 ; Bégeot, 2000 ; Vannièr *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, in prep.). Ces analyses montrent donc que ce remplissage documente une accumulation continue de sédiments depuis le retrait du glacier würmien.

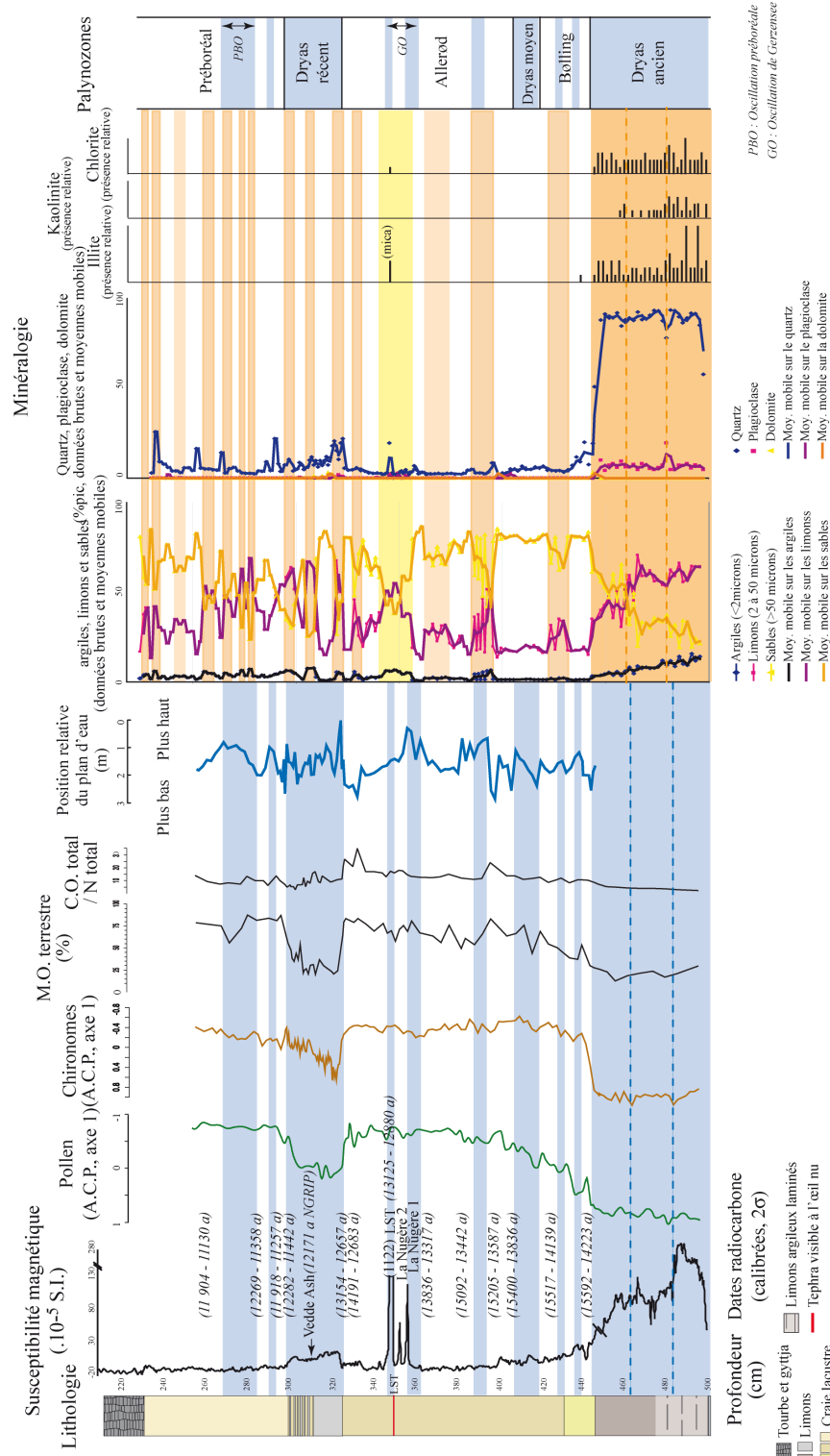


Figure 51 : variations de divers traceurs paléoenvironnementaux durant le Tardiglaciaire de l'étang du Lautrey.

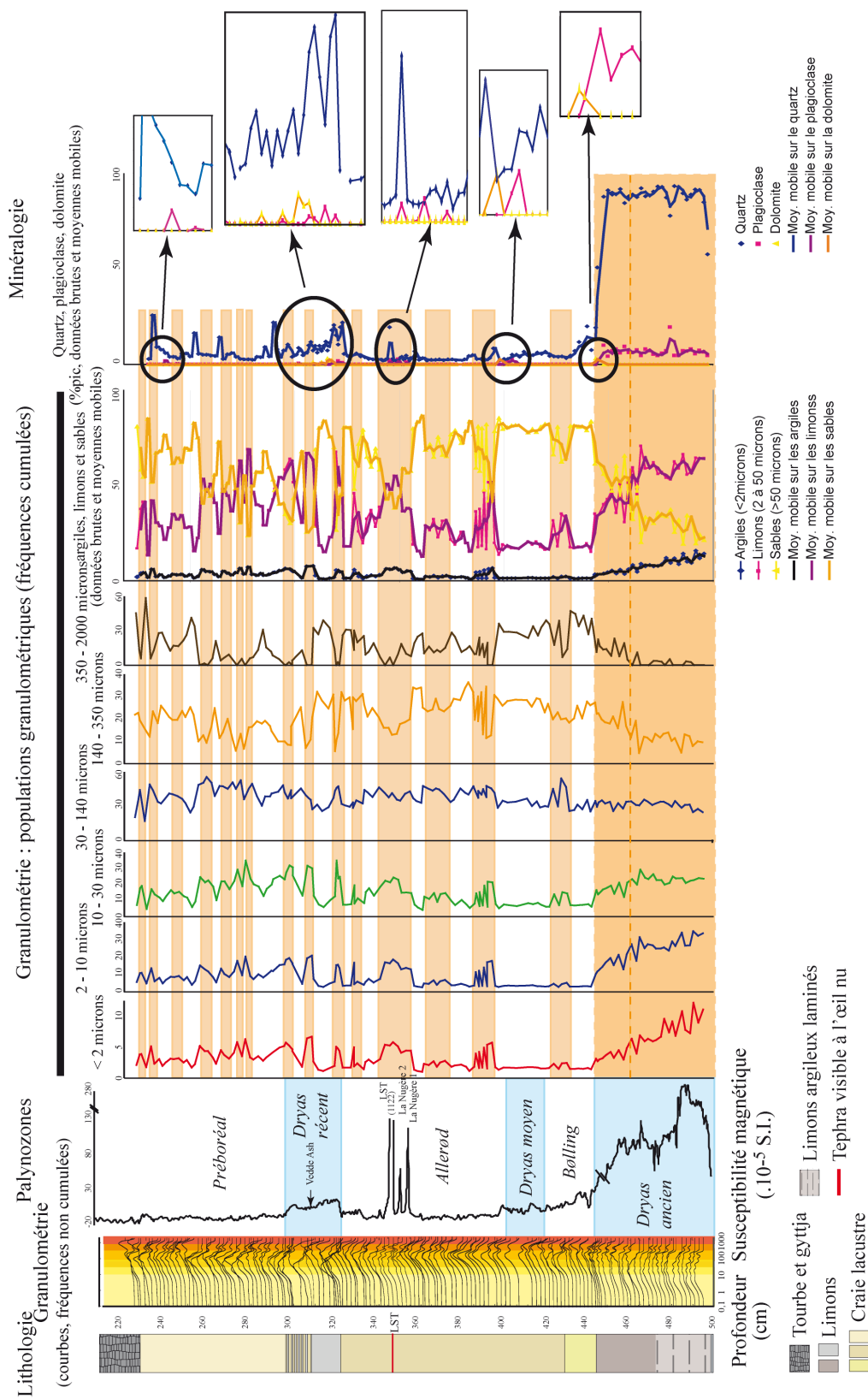


Figure 52 : variations des caractéristiques granulométriques et minéralogiques des sédiments tardiglaciaires de l'étang du Lautrey.

L'emploi simultané de plusieurs traceurs environnementaux biotiques et abiotiques (Millet et Vernaux, 2003 ; Millet *et al.*, 2003 ; Vannièrè *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2006 ; Magny *et al.*, 2007 ; Millet *et al.*, 2007) permet de reconnaître les changements environnementaux majeurs intervenus aux transitions Dryas Ancien-Bølling, Allerød-Dryas Récent et Dryas Récent-Préboréal (figure 51), ainsi que les réponses des environnements terrestres et aquatiques aux oscillations froides plus courtes et de plus faible amplitude telles que le Dryas moyen, l'Oscillation de Gerzensee (GO) et l'Oscillation du Préboréal (PBO). Les enregistrements obtenus suggèrent également de très courtes périodes de refroidissement vers 14 550 et 14 350 ans (« Intra-Bølling Cold Period » ou IBCP), vers 13 500 et 12 700 ans juste avant le début du Dryas Récent, vers 11 350 ans juste avant la PBO, ainsi qu'un bref réchauffement du climat au cours du Dryas Récent aux alentours de 12 080 ans. Des changements importants dans le bilan hydrologique local semblent également associés aux transitions majeures citées ci-dessus. Les refroidissements rapides sont simultanément enregistrés par plusieurs indicateurs paléoécologiques, ce qui suggère un temps de réponse très bref de l'écosystème lacustre par rapport à celui du couvert végétal. Il en est de même lors du Dryas Récent, période qui correspond à un refroidissement majeur du climat. L'amplitude et la durée de ce refroidissement sont également identifiables dans l'évolution des indicateurs paléoécologiques et reflètent une rupture majeure dans l'écosystème.

Les analyses sédimentologiques (minéralogie et granulométrie) indiquent que, au moins depuis le Dryas Ancien, les variations climatiques ont eu une influence nette sur la qualité des sédiments déposés dans la dépression du Lautrey (Vannièrè *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2006 ; Simonnet *et al.*, 2007 ; Simonnet *et al.*, in prep.). Ces données, couplées aux apports des autres indicateurs paléoécologiques analysés, permettent de caractériser qualitativement et quantitativement les différents épisodes détritiques successifs et d'estimer l'importance de l'héritage du bassin versant en relation avec le climat et ses variations (figures 51 et 52).

Une plus grande sensibilité des couvertures végétales aux caractéristiques climatiques est soulignée durant le Dryas Ancien. Cette période voit le dépôt massif de limons fins et d'argiles essentiellement composés de quartz, plagioclase, illite, kaolinite et chlorite, dont l'origine ne peut être qu'allochtone et le transport éolien favorisé par une végétation rase. La fin du Dryas Ancien est marquée par l'érosion des roches du bassin versant (dolomite, particules de plus en plus grosses), puis la précipitation de craie lacustre authigène. Celle-ci se poursuit jusqu'au début de la turfigenèse au cours du préboréal. Néanmoins, des passées argilo-limoneuses, plus ou moins observables à l'œil nu, perturbent le dépôt de craie et correspondent à des apports de quartz et de feldspaths (et probablement de minéraux argileux).

La plus importante de ces passées coïncide avec le Dryas Récent, et, alors que les traceurs biotiques permettent de distinguer trois phases au cours de cette période, les caractéristiques physiques du sédiment mettent en évidence que le Dryas Récent débute par une phase pendant laquelle l'apport déritique de quartz et feldspath est important et brusque. Deux autres phases de ce type ont lieu durant le Dryas Récent, mais le matériel silicaté apporté, toujours argilo-limoneux, est de moins en moins important. Ces trois phases de refroidissement sont séparées par des phases certainement moins froides car le sédiment, plus grossier, contient des particules provenant de l'érosion du bassin versant.

D'autres passées détritiques liées à des variations du climat sont identifiables dans la craie : au cours du Bølling (liée aux Intra Bølling Cold Periods ?), de l'Allerød (Gerzensee ?) et au début du Préboréal (coïncidant avec l'Oscillation du Préboréal). Pour chacune d'elles, un apport argilo-limoneux riche en quartz est observé. Des apports de quartz déritique ont lieu durant tout le Tardiglaciaire et le début du Préboréal, suite sans doute à l'érosion progressive des matériaux déposés dans la région durant le Pléniglaciaire et le Dryas Ancien, mais ils sont anecdotiques lorsqu'on les compare aux apports liés aux phases brèves de refroidissement du climat. Ceci traduit bien des apports allochtones, certainement favorisés par un transport éolien et une végétation moins dense.

Les temps de réponse des divers marqueurs environnementaux diffèrent mais apparaissent inférieurs à la résolution d'étude (20-50 ans). Ils confirment les résultats d'approches similaires développées dans le site suisse du Gerzensee (Ammann *et al.*, 2000). Dans le cas de changements climatiques moins brusques telle la transition Dryas Récent-Préboréal, la réponse des organismes aquatiques semble plus rapide que celle des organismes terrestres, phénomène déjà observé au Gerzensee (Ammann *et al.*, 2000). S'agissant de périodes comme le Dryas Ancien, considérées généralement comme plus monotones et homogènes à partir des données polliniques, il est intéressant de noter que la comparaison des signaux livrés par plusieurs

La séquence sédimentaire tardiglaciaire échantillonnée au centre de **la tourbière du Lauza** montre une sédimentation carbonatée et silicatée depuis le début du Bølling traduisant un bassin versant géologiquement plus hétérogène que celui de l'étang du Lautrey (figure 53 ; Court-Picon, 2007 ; Linoir, 2008 ; Bossuet *et al.*, in prep.). Malgré cette différence, le Dryas Ancien est ici aussi essentiellement constitué de dépôts argilo-limoneux silicatés, et le passage au Bølling est aussi marqué par une diminution de ces dépôts au profit de carbonates. De même, on retrouve un Dryas Récent marqué par un début très brusque et des apports limoneux silicatés, mais ici il apparaît beaucoup plus hétérogène que l'enregistrement de l'étang du Lautrey ne le montre : six phases d'apports détritiques silicatés argilo-limoneux sont enregistrées, de moins en moins importantes, qui coïncident parfaitement avec les variations de la végétation tel que le rapport AP/NAP le souligne (pollens arboréens/pollens non arboréens) (figure 53). Ici aussi, les phases brèves de refroidissement du climat sont observées durant le Bølling et l'Allerød, toutes correspondant à des apports détritiques silicatés argilo-limoneux importants. Parmi ces phases, le Dryas Moyen présente une bipartition marquée par une première moitié riche en apports détritiques silicatés et limoneux, puis une seconde moitié pauvre en silicates mais riche en matière organique et en carbonates, qui nécessite des analyses complémentaires à un pas plus fin.

C. Conclusion

En domaine silicaté comme à dominante carbonatée, on observe donc divers sédiments tardiglaciaires bien distincts.

1 - Les dépôts Dryas Ancien ont des caractéristiques sédimentologiques, granulométriques et magnétiques homogènes et identiques d'un site à l'autre. Ces limons argileux constitués de matériaux très réactifs lors de la mesure de susceptibilité magnétique présentent une nature indépendante de celle des roches constituant les bassins versants. Leur répartition est régionale, leur origine allochtone, et le vecteur de leur transport est très certainement éolien, favorisé par une végétation de type steppique.

2 – Le réchauffement du Bølling-Allerød provoque la disparition des dépôts de type Dryas Ancien. Le sédiment devient plus grossier, très organique dans la petite cuvette de la Maxe mais toujours minéral à Sewen, et peu magnétique même dans ce site. En domaine à dominante carbonatée, la craie authigène se forme. Les apports éoliens ont progressivement cessé, le matériel détritique déposé est local, conséquence de l'érosion du bassin versant. Le bref coup de froid du Dryas moyen est souligné par un retour des apports argilo-limoneux alors que l'érosion des roches du bassin versant est toujours active. L'origine de ces particules est donc allochtone. Dans les Vosges, les dépôts du Bølling-Allerød sont d'abord très hétérogènes, puis leurs caractéristiques granulométriques se stabilisent tout en devenant progressivement de plus en plus grossiers, l'érosion locale devient de plus en plus efficace. Dans le Jura et les Alpes, on observe plutôt un bruit de fond correspondant à la craie, perturbé lors de chaque bref épisode de refroidissement du climat.

3 – Le refroidissement du Dryas Récent est lui aussi contemporain d'un retour régional des particules fines probablement éoliennes, plus important que lors du Dryas Moyen et, comme observé alors, l'érosion locale ne cesse pas. Dans les Vosges, le début du Dryas Récent est brusque, marqué par un ralentissement énorme (un arrêt ?) de la sédimentation. Puis, tout au long de cette période, l'intensité des apports fins et les caractéristiques du sédiments varient énormément soulignant la grande instabilité du climat. Cette instabilité est très bien enregistrée en domaine carbonaté. Le passage au Dryas Récent y apparaît brusque, et de trois à six phases de détritisme successives sont observées durant cette période globalement plus froide.

4 – Le réchauffement du Préboréal est contemporain de la disparition des apports fins et d'une augmentation des sables grossiers dans le sédiment. Le matériel détritique est uniquement local.

Les sites présentés ci-dessus sont situés en montagne sur la bordure Est de la France et l'une de leurs caractéristiques est d'avoir été recouverts par la glace lors du dernier maximum glaciaire. Depuis le Dryas Ancien et jusqu'au début du Préboréal, la dynamique de sédimentation y est globalement la même, avec des apports allochtones fins et très magnétiques lors du Dryas Ancien, du Dryas Récent et des divers brefs coups de froid intervenus durant le Bølling-Allerød, période caractérisée par une sédimentation de particules autochtones. Le refroidissement du Dryas Récent y est instable, provoquant une sédimentation alternant dépôts de particules allochtones et érosion des roches du bassin versant/authigénèse de carbonates selon le cas.



III. Dépôts de tourbières

Ecosystèmes très répandus dans l'hémisphère Nord, les tourbières font partie des paysages caractéristiques de l'Europe de l'Ouest. Lieux de légende, ces milieux très fragiles abritent des espèces animales et végétales très spécifiques et peu communes. Leur grande richesse biologique explique la fascination et l'intérêt que les naturalistes ont pour elles depuis longtemps.

Une tourbière est une zone de formation et d'accumulation de la tourbe, roche végétale qui contient au moins 20 % de carbone et peut s'accumuler sur plusieurs mètres d'épaisseur, au rythme moyen d'environ 0,2 à 1 mm par an. La formation et l'accumulation de tourbe sont causées par des conditions de saturation en eau, ces milieux se trouvant principalement sous des régimes climatiques caractérisés par un surplus d'eau annuel, les précipitations excédant l'évaporation. Cette permanence de l'eau, généralement stagnante, rarement mobile, provoque l'anaérobiose du milieu et la lente dégradation des débris végétaux en tourbe. Il s'agit donc d'un milieu pauvre en oxygène et en éléments nutritifs, car acide.

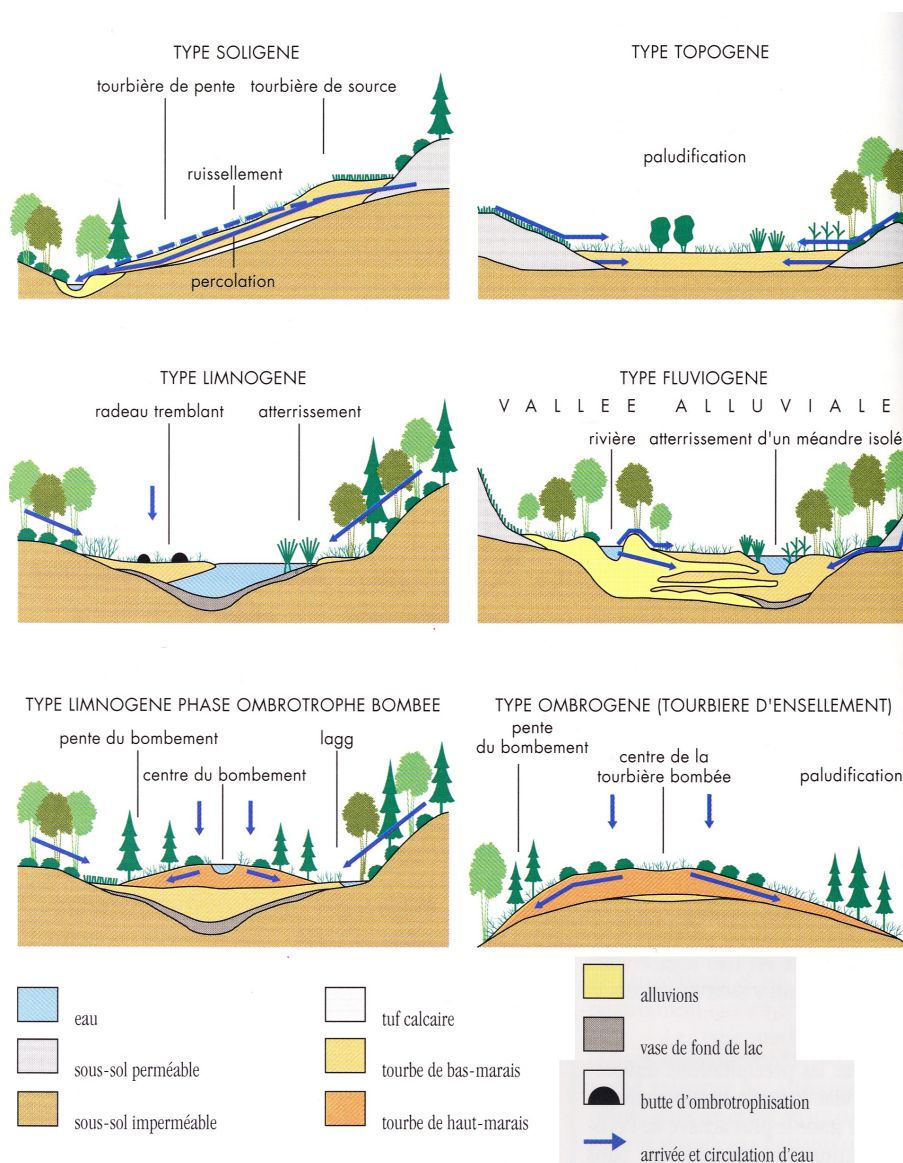


Figure 54 : Schémas de fonctionnement hydrologique des principaux types de tourbières (in Maneville et al., 1999).

Les tourbières peuvent être classées selon leur alimentation en eau, celle-ci traduisant leur origine et leur fonctionnement. On distingue alors (figure 54) :

- les tourbières topogènes, formées dans des cuvettes et alimentées par accumulation ;
- les tourbières soligènes, formées sur des pentes douces et alimentées par ruissellement ;
- les tourbières limnogènes formées à partir de plans d'eau qui se comblent lentement par remplissage sédimentaire ou présentent des radeaux de végétation ;
- les tourbières telmatogènes, formées en contexte alluvial et alimentées par la nappe ;
- les tourbières ombrogènes, alimentées uniquement par les précipitations dès leur origine.

Les tourbières ont donc un fonctionnement et des caractéristiques qui en font des sites très particuliers :

- qui participent à l'équilibre hydrologique en régularisant l'écoulement des eaux puisqu'elles agissent comme des zones tampons lors de précipitations abondantes ;
- dont les conditions uniques (acidité, pauvreté en éléments nutritifs, hydrologie) qu'elles présentent favorisent l'implantation de communautés spécifiques de plantes, mais aussi d'espèces animales particulières ; elles jouent ainsi un rôle indubitable dans la biodiversité d'une région ;
- dont le rôle dans le cycle du carbone est souvent mentionné en regard des changements climatiques et de l'effet de serre ; les tourbières naturelles émettent des gaz à effet de serre, tel que le méthane, mais emmagasinent une importante quantité de carbone présent dans les débris de plantes et de tourbe ;
- dont le caractère très acide et anoxique favorise la fossilisation de pollens, spores, invertébrés et vertébrés, ce qui permet de reconstituer l'environnement et le climat au cours des 15 000 dernières années.
- dont l'alimentation, ne se faisant qu'uniquement par les précipitations pour certaines, favorise l'accumulation, au cours du temps, de poussières et d'aérosols d'origine naturelle et/ou anthropique ; elles constituent ainsi, entre autres, des chroniques de pollution liée à la présence humaine.

Dans nos régions, la plupart des tourbières se sont formées après le retrait de la dernière glaciation (glaciation du Würm) et les dépôts de tourbe y ont une épaisseur généralement comprise entre 50 cm et une dizaine de mètres. Exceptionnellement, des sites particuliers, non touchés par les glaces du Würm, présentent des épaisseurs bien supérieures (19 m pour 140 000 ans à La Grande Pile dans les Vosges Comtoises, Woillard, 1978). Chaque tourbière est donc une archive paléocéologique du Quaternaire post-glaciaire.

La plupart des dépôts lacustres sur lesquels j'ai été ou je suis amenée à travailler ont été prélevés soit en bordure de lac, soit dans des cuvettes actuellement atterries. Ils sont donc surmontés d'une accumulation de tourbe dont le début de la formation date du Préboréal (début de l'Holocène), à l'exception des tourbières développées sur les mardelles de Lorraine (cf paragraphe précédent). Sur ces accumulations de tourbe, renseignant donc l'Holocène, je me suis intéressée à la capacité de la tourbe à mémoriser l'effet du climat et celui de l'implantation humaine sur l'érosion physique et chimique des roches et formations superficielles présentes dans le bassin versant. Pour cela, deux types d'analyses ont été menées : des analyses chimiques du matériau tourbe (hors fraction minérale) et des analyses granulométriques et minéralogiques de la fraction minérale.

Dans ce qui suit, je ne présente que les résultats obtenus dans les tourbières de Roussy, de Peyre (Massif Central) et du Lauza (Champsaur, Alpes du Sud), les analyses des autres sites (tourbières du Jura, des Vosges, de Lorraine, des Alpes et d'Ecosse) étant en cours.

A. Mémoire chimique de la tourbe

Les tourbières sont alimentées en eau à la fois par les précipitations directes et par les eaux de ruissellement de surface ou souterraines. Ces eaux de ruissellement entrent en contact et réagissent avec les éléments minéraux du sol, et enrichissent ainsi la tourbe :

- en éléments dissous provenant de l'altération chimique du substratum rocheux et des sols du bassin versant,
- en particules minérales provenant de l'érosion mécanique (naturelle ou anthropique) de ces roches et sols.

Les travaux récents menés sur divers étangs et tourbières (Steinmann et Shoytik, 1997 ; Michelin *et*

al., 2001 ; Shotik *et al.*, 2001 ; Shotik *et al.*, 2002 ; Weiss *et al.*, 2002) ont montré que de grandes variations des teneurs en éléments chimiques, sous formes dissoute et particulaire, des sédiments correspondent selon le cas à une intensification du phénomène érosif dans le bassin versant, dû aux défrichements et/ou aux changements climatiques. Ainsi, à l'étang de la Vézolle, dans le Puy de Dôme, de grandes variations des teneurs en éléments minéraux (P, K, Ca et Mg) des sédiments pourraient correspondre à une manifestation de premiers défrichements après corrélation avec les indications fournies par l'analyse pollinique (Michelin *et al.*, 2001).

Afin de vérifier ces hypothèses, nous avons décidé, Yannick Miras (GEOLAB, UMR 6042, Clermont-Ferrand), Frédéric Surmely (GEOLAB / DRAC Auvergne) et moi-même, de réaliser des études-tests similaires sur deux tourbières du Cantal. Le choix de Roussy (commune de Saint-Projet-de-Salers, figure 55) et de Peyre (commune de Lacapelle-Barrès, figure 56) se justifiait par la possibilité, d'une part, de réaliser ces analyses géochimiques et polliniques dans les mêmes carottes, ce qui n'était pas le cas au site de la Vézolle, et d'autre part, de pouvoir observer l'évolution de ces teneurs en éléments minéraux au cours d'un Subatlantique suffisamment dilaté et montrant de nombreuses variations palynologiques dans les processus d'anthropisation (Miras, 2004). Les deux bassins versants sont constitués de roches magmatiques.



Figure 55 : localisation de la tourbière de Roussy, commune de Saint-Projet-de-Salers (Cantal).

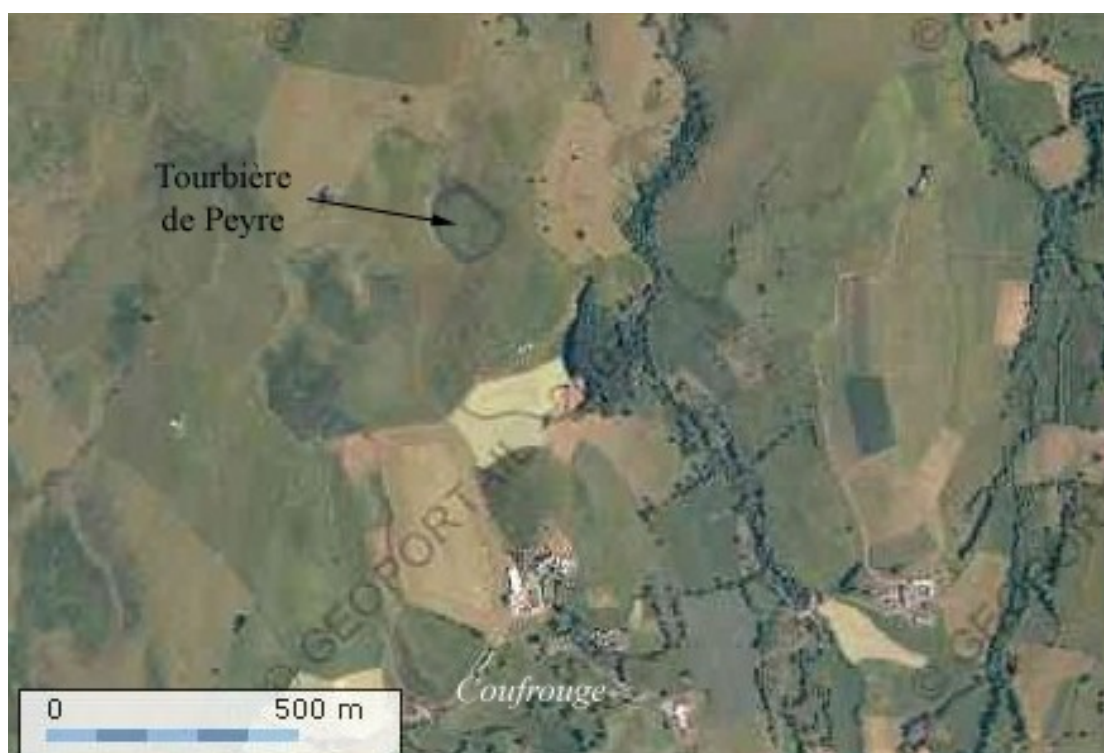


Figure 56 : Localisation de la tourbière de Peyre, commune de Lacapelle-Barrès (Cantal).

1. La tourbière de Roussy

Dans la tourbière de Roussy, la première trace d'anthropisation révélée par l'analyse pollinique est contemporaine d'un probable défrichement par le feu et est à rapporter à la période du hallstatt, voire peut-être à l'extrême fin de l'âge du Bronze (Miras *et al.*, 2003). Par la suite, la présence humaine se maintient dans la région, et on note à partir du 1er siècle après Jésus-Christ un accroissement de l'activité agricole entrecoupé de phases ponctuelles de régression des cultures. Différents systèmes agro-pastoraux se succèdent avec des périodes d'écobuage en vue sans doute de l'amélioration des sols. La pression agro-pastorale diminue avant les reboisements modernes.

Le protocole utilisé est le même que pour le site de la Vézolle (Michelin *et al.*, 2001) et ceux analysés en Suisse, à Bornéo et au Canada (Wind-Mulder *et al.*, 1996 ; Steinmann et Shoytik, 1997 ; Shotik *et al.*, 2001 ; Martinez Cortizas *et al.*, 2002 ; Roos-Barraclough *et al.*, 2002 ; Shotik *et al.*, 2002 ; Weiss *et al.*, 2002). Les échantillons ont été répartis entre la fin du Tardiglaciaire et la période actuelle en reserrant l'échantillonnage pendant les périodes de processus anthropiques avérés (agro-pastoralisation, défrichements). Les teneurs en P, K, Ca et Mg ont été analysées sur l'échantillon total, c'est-à-dire la tourbe et sa fraction minérale (Miras *et al.*, 2003).

Malgré le faible nombre d'échantillons analysés (19 sur 350 cm de carottes !), l'évolution de ces teneurs en fonction de la profondeur, corrélée aux interprétations pollen-analytiques montre des variations (figure 57). Exception faite de l'échantillon prélevé dans les argiles verdâtres tardiglaciaires, le potassium et le phosphore apparaissent corrélés avec le résidu minéral, contrairement aux deux autres éléments chimiques (figure 58). Les teneurs de ceux-ci ne dépendent donc pas uniquement de la fraction minérale contenue dans la tourbe. Jusqu'à la fin de l'Atlantique, le magnésium suit grossièrement l'évolution du phosphore et du potassium, puis son comportement se distingue et son évolution se rapproche de celle du calcium, qui lui est propre et complètement différente (figure 59).

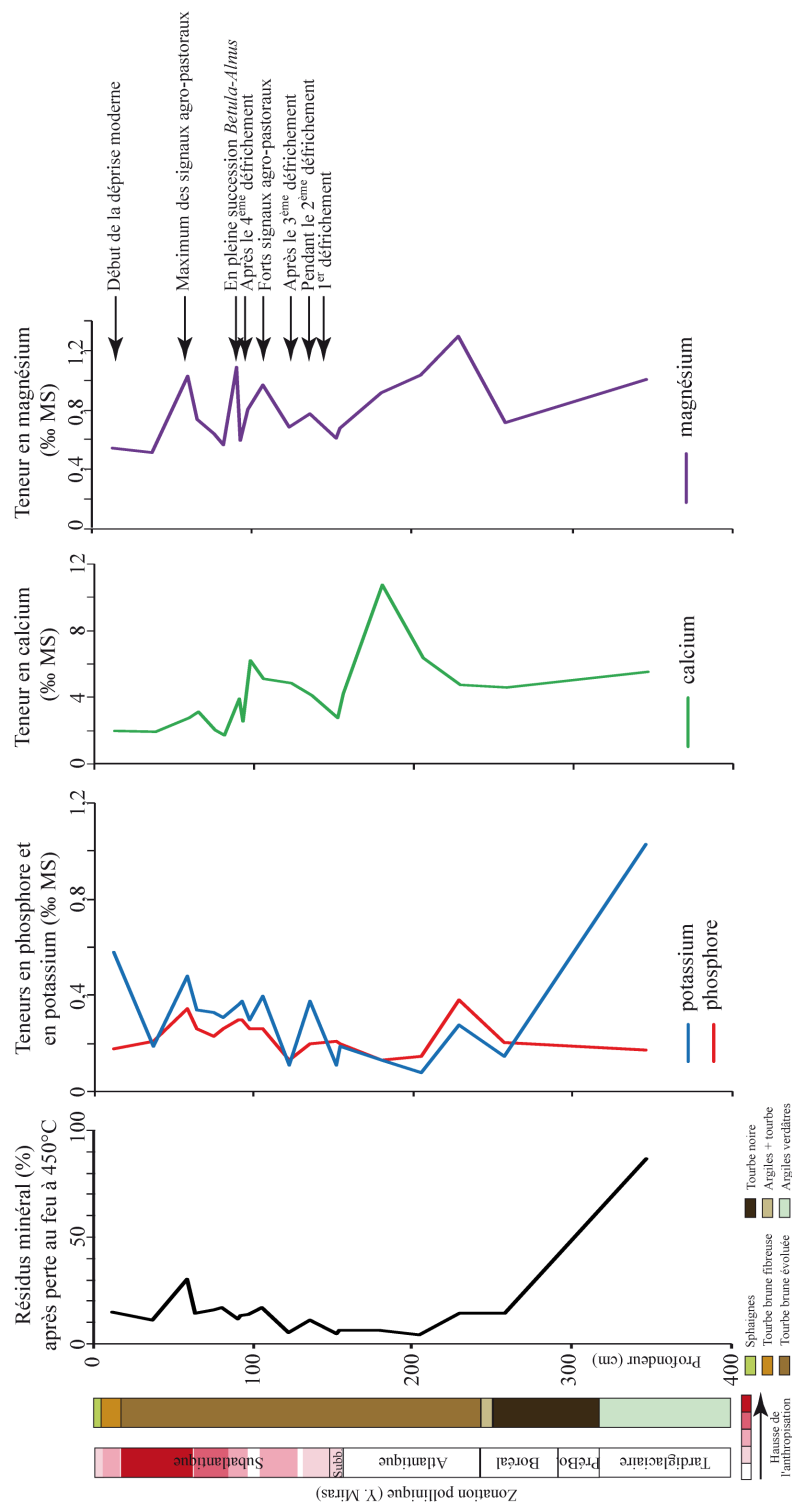


Figure 57 : Périodes d'anthropisation, zonation pollinique, stratigraphie et variation des teneurs en potassium, phosphore, calcium et magnésium dans la tourbière de Roussy (données hors Tardiglaciaire).

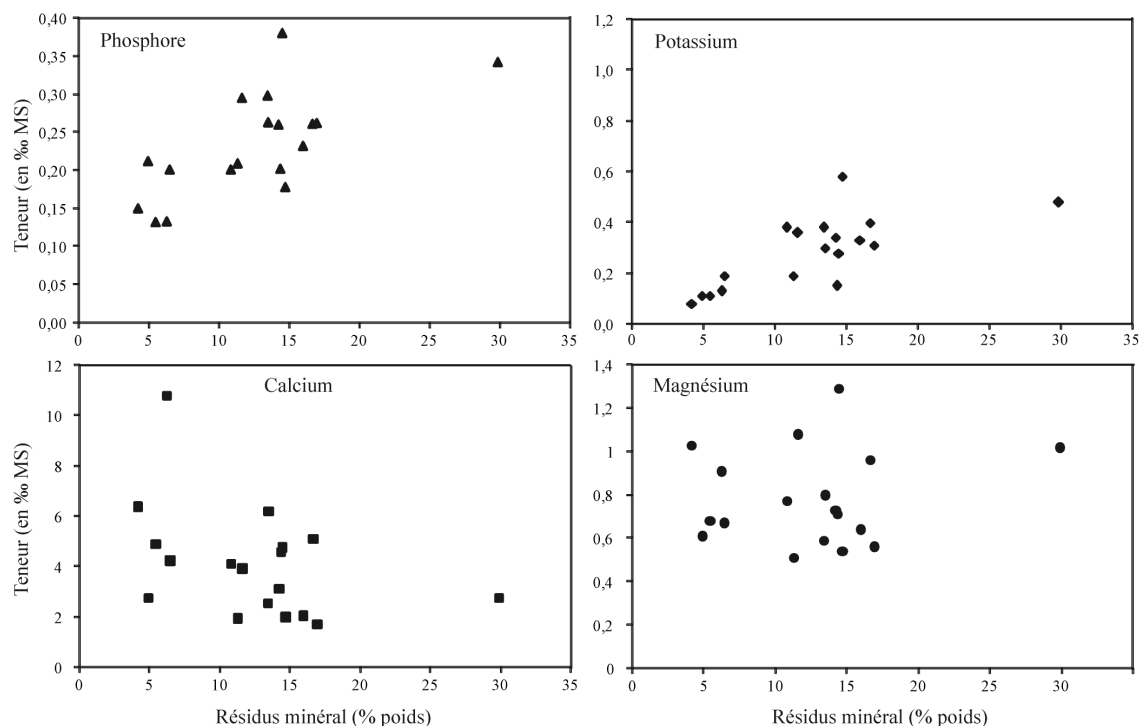


Figure 58 : Diagrammes binaires : variation des teneurs en phosphore, potassium, calcium et magnésium (en % poids de matière sèche) en fonction du pourcentage en poids de la fraction minérale dans la tourbe (données hors Tardiglaciaire).

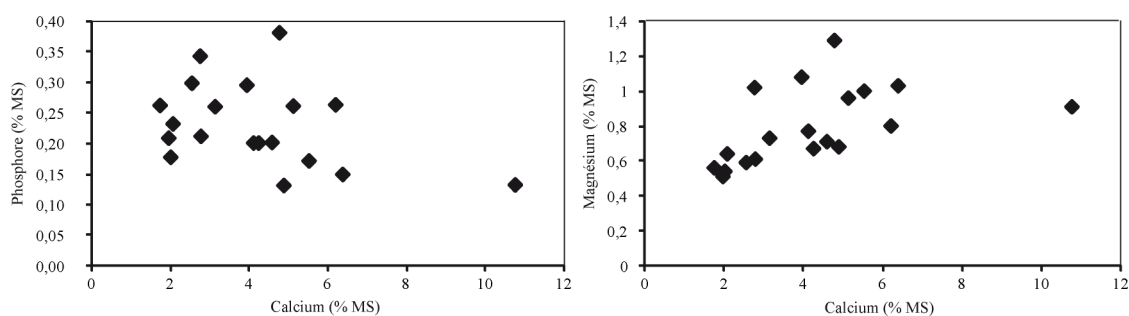


Figure 59 : Diagrammes binaires : variation des teneurs en phosphore et magnésium (en % poids de matière sèche) en fonction de la teneur en calcium (en % poids de matière sèche) de la tourbe.

Les variations des teneurs en calcium et en magnésium apparaissent nettement liées à plusieurs facteurs, contrairement à celles du phosphore et du potassium très liées à la présence de la fraction minérale. Calcium et magnésium varient de concert, sous l'influence d'un autre facteur qui est sans doute à rapprocher de l'altération chimique et des phénomènes de lessivage de ces éléments sous forme dissoute. Faute d'un échantillonnage plus serré, ces conclusions ne restent que des hypothèses.

Dans le détail, des informations non négligeables ressortent néanmoins. La plus importante d'entre

elles est constituée par les augmentations de potassium, de magnésium et de phosphore, parfois de calcium, à la suite des épisodes de défrichements et lors des activités agropastorales importantes. En revanche, les augmentations de la teneur en calcium apparaissent liées aux périodes non-anthropisées et de déprise.

On aurait donc des périodes pendant lesquelles l'anthropisation provoque l'érosion des sols et formations superficielles dans le bassin versant et la production d'apports détritiques dans la tourbière. En revanche, les périodes de déprise et de non-anthropisation favorisent l'érosion chimique des phases minérales les plus fragiles (les plagioclases ?) qui libère du calcium dans les eaux de ruissellement qui nourrissent la tourbière.

2. La tourbière de Peyre

Les investigations archéologiques et paléoécologiques menées sur la tourbière de Peyre renseignent une occupation humaine du site qui remonte à la transition Mésolithique/Néolithique et au Néolithique ancien (Miras *et al.*, 2006 ; Miras *et al.*, . Des feux de forêts locaux, répétés, commencent vers 6200 ans cal. BP et les premiers pollens de *Cerealia* sont observés dès 5800 ans cal. BP. Deux phases-clés de l'occupation humaine de ce site ont été mises en évidence. Entre 2450 et 2000 ans cal. BP, un signal important atteste d'aménagements agro-pastoraux du Néolithique Final / Age du Bronze ancien. La période Romaine (surtout les 3^{ème} et 4^{ème} siècles A.D.) correspond à une ouverture de la forêt par le feu et à une extension agropastorale importante. Entre le 10^{ème} et le 15^{ème} siècle, l'occupation humaine devient importante et permanente, et des hameaux sont créés jusqu'à 1250 m d'altitude. Le système agraire comprend alors le développement de prairies et la culture de céréales. Aux 14^{ème} et 15^{ème} siècles, une modification importante a lieu dans les systèmes d'exploitation car on note un changement dans l'organisation des paysages dans les zones de haute altitude. L'exploitation mixte agro-pastorale est progressivement remplacée par le seul pastoralisme basé sur des migrations liées aux saisons.

Suite aux résultats acquis lors de l'analyse du site de Roussy, nous avons décidé de modifier le protocole pour l'étude de la tourbière de Peyre afin d'analyser uniquement la tourbe débarrassée de sa fraction minérale et d'analyser un plus grand nombre d'éléments chimiques. La tourbe a été digérée par H₂O₂, et le liquide résiduel a été analysé après centrifugation et filtration (afin de totalement éliminer la fraction minérale).

La comparaison de ces données géochimiques avec les autres traceurs (pollens, micro-charbons) permet de distinguer deux périodes principales (figure 60).

(1) Jusqu'au début de l'Atlantique, les variations de la composition chimique de la tourbe sont synchrones de changements de végétation. En revanche, elles sont asynchrones des indices de feux (microcharbons). Cela peut s'expliquer par le fait que ces feux ne sont pas anthropiques et ne provoquent pas l'érosion chimique et physique des formations superficielles dans le bassin versant. A la transition Bølling-Allerød, comparées à la teneur en silice, les teneurs en calcium, magnésium et sodium décroissent brutalement, suite à un changement climatique et hydrologique qui provoque une instabilité des sols. Après le début Dryas Récent, calcium, sodium et magnésium montrent un accroissement de leurs teneurs comparées à celle de la silice, qui est synchrones d'un nouveau changement de végétation.

(2) A partir du début de l'Atlantique, et jusqu'au Subatlantique, les variations chimiques de la tourbe, et particulièrement les nitrates mais aussi le sodium, magnésium et potassium, sont synchrones des principaux épisodes de feux provoqués par l'Homme. Ces feux provoqués dans un but de déforestation du bassin versant sont entretenus, plus intenses et efficaces, sont à l'origine de processus d'érosion physique et chimique, mais aussi de transformation physico-chimique des phases minérales et de la matière organique des sols. L'impact anthropique surpasse alors l'effet des variations climatiques.

La comparaison de la teneur en potassium avec le résidu minéral (figure 61a) montre que, contrairement à ce que nous observons à Roussy où tout le sédiment tourbeux a été analysé, celle-ci présente une discrimination essentiellement due aux variations de l'érosion physique des roches du bassin versant elle-même liée surtout aux variations climatiques. Les analyses discriminent trois périodes et souligne ainsi les importants changements de fonctionnement du bassin versant aux limites Bølling/Allerød, Atlantique Ancien/Atlantique récent (figure 61). Malgré cela, le potassium et le sodium proviennent probablement toujours d'une même source (les feldspaths et plagioclases ?) (figure 61d). En revanche, il n'apparaît de relation simple entre potassium et nitrates, et potassium et calcium, nos analyses ne peuvent pas discriminer

l'influence des feux de celle de la mise en culture et en pâture du bassin versant. Ici aussi, le pas d'échantillonnage mériterait d'être resserré.

Tourbière de Peyre (Cantal)

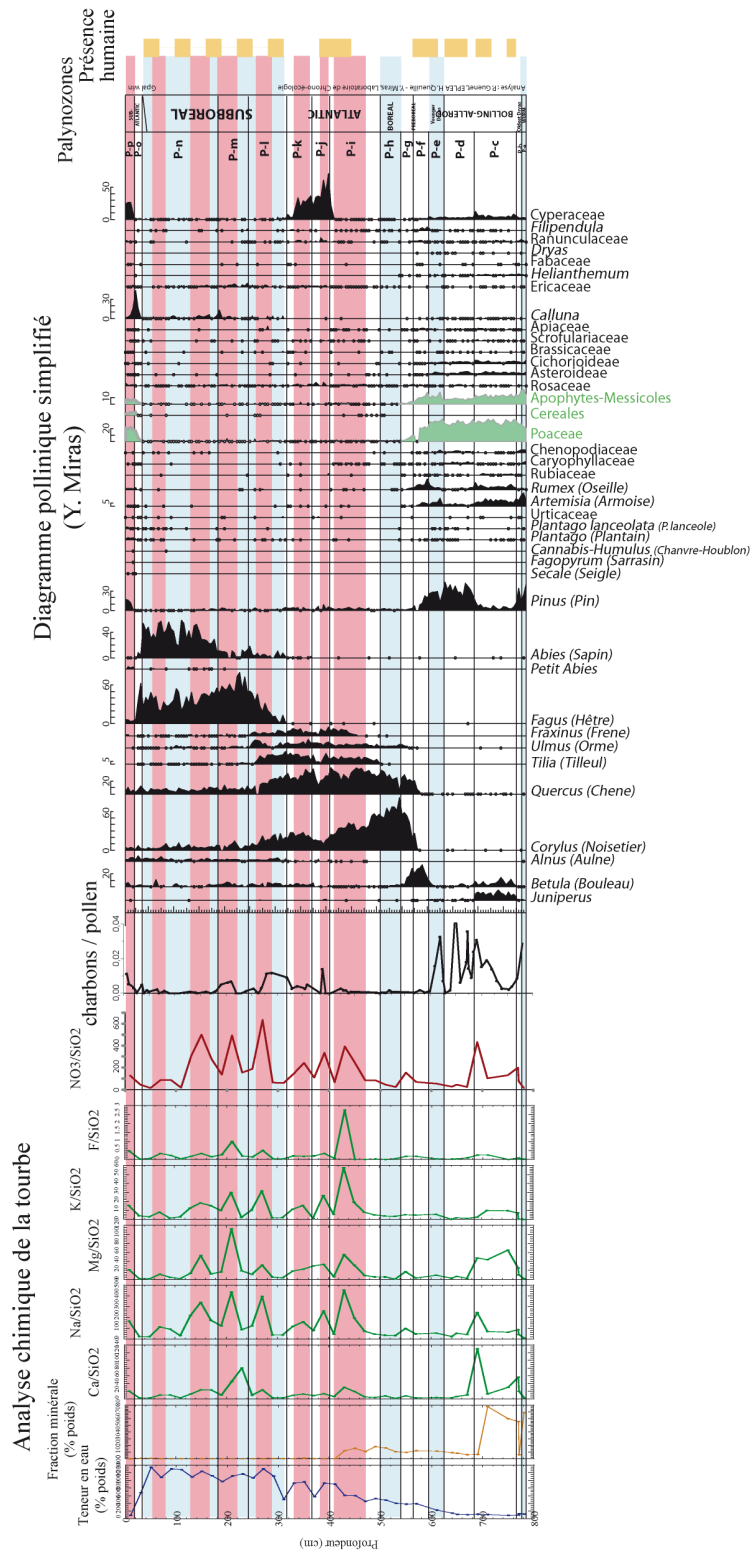


Figure 60 : Tourbière de Peyre, évolution de différents traceurs (teneur en eau, composition chimique, micro-charbons, assemblages et zonation polliniques).

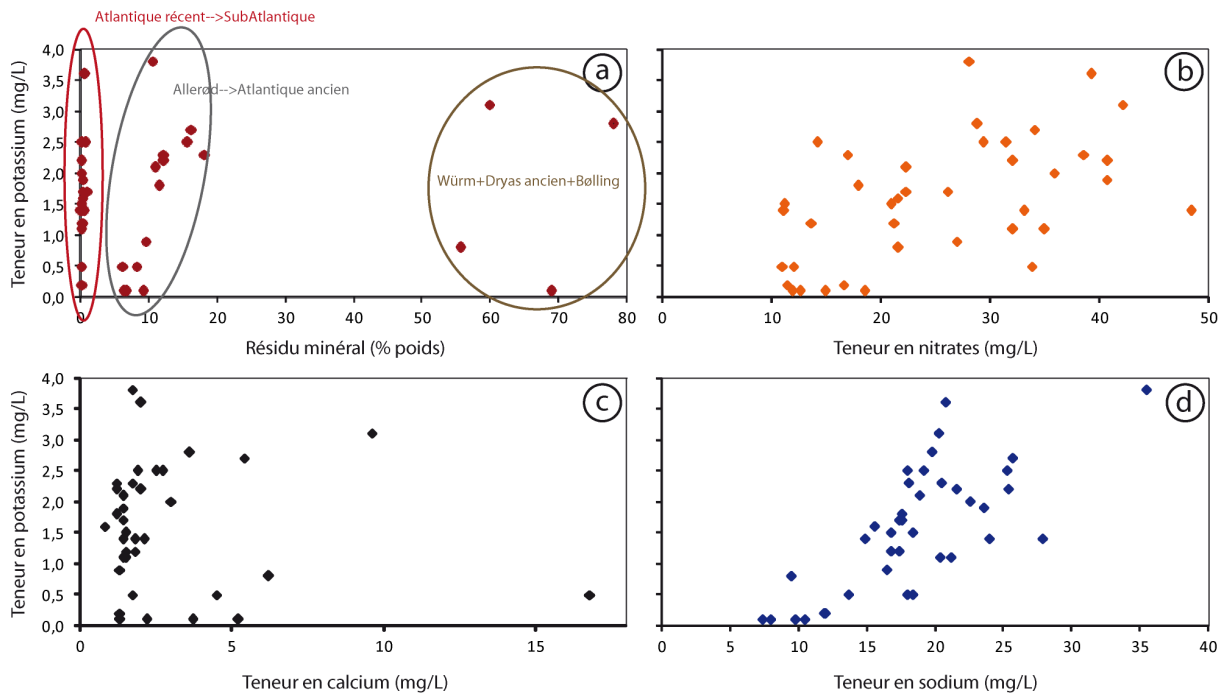


Figure 61 : Diagrammes binaires ; variation des teneurs en potassium (en mg/L) en fonction du résidu minéral (en % poids) et des teneurs en nitrates, calcium et sodium (en mg/L) de la tourbe.

B. Mémoire détritique de la tourbe

Située dans les Hautes-Alpes (France) à 1140 m d'altitude sur la rive gauche du Drac au nord de la commune de Saint-Léger-les-Mélèzes, la tourbière du Lauza s'étend sur une superficie d'environ 2,5 ha (cf paragraphe II). La tourbière, actuellement complètement atterrie, est drainée par un exutoire artificiel s'écoulant vers le nord-est qui rejoint le Drac au lieu-dit le Serre (Court-Picon, 2007).

La tourbière du Lauza a été choisie d'une part pour son bassin versant de petite taille qui permet une haute résolution spatiale, et, d'autre part, par le fait qu'elle n'est alimentée que par l'apport sédimentaire provenant de l'érosion par ruissellement de son bassin versant. Ces deux points sont synonymes de plus de précision et de pertinence des résultats car le signal enregistré est essentiellement local ; les modifications correspondant à ce signal ont donc lieu dans le bassin versant uniquement.

Le remplissage de la tourbière remonte au Pléniglaciaire (Court-Picon, 2003 ; Court-Picon *et al.*, 2005 ; Court-Picon, 2007) (figure 62). La sédimentation est essentiellement carbonatée à passées argileuses jusqu'à la fin du Préboréal (9 000 ans BP). La sédimentation devient alors brutalement tourbeuse, avec des passées détritiques plus ou moins importantes, et ceci jusqu'à son sommet.

Les analyses réalisées par Mona Court-Picon (2007) (pollens, microcharbons, microfossiles non polliniques, teneur en matière organique, datations radiocarbone) montrent que le niveau d'eau s'abaisse fortement, que le lac se comble et qu'une végétation plus dense se développe aux abords immédiats du site à la fin du Préboréal. Par la suite trois épisodes de chute des pourcentages de la teneur en matière organique entrecoupent une longue phase de forts taux de matière organique liée aux dépôts sédimentaires de type tourbe. Chacune de ces trois phases est associée à une nette diminution de la couverture végétale locale, alors que certaines algues et plantes aquatiques réapparaissent. Ces épisodes correspondent à des passées plus argileuses et sont également corrélés à des phases d'anthropisation mises en évidence par la palynologie. Déboisements et travail agro-pastoral des terres aux alentours du lieu de sondage sont observés et contribuent aux phénomènes d'érosion des sols enregistrés dans la lithologie.

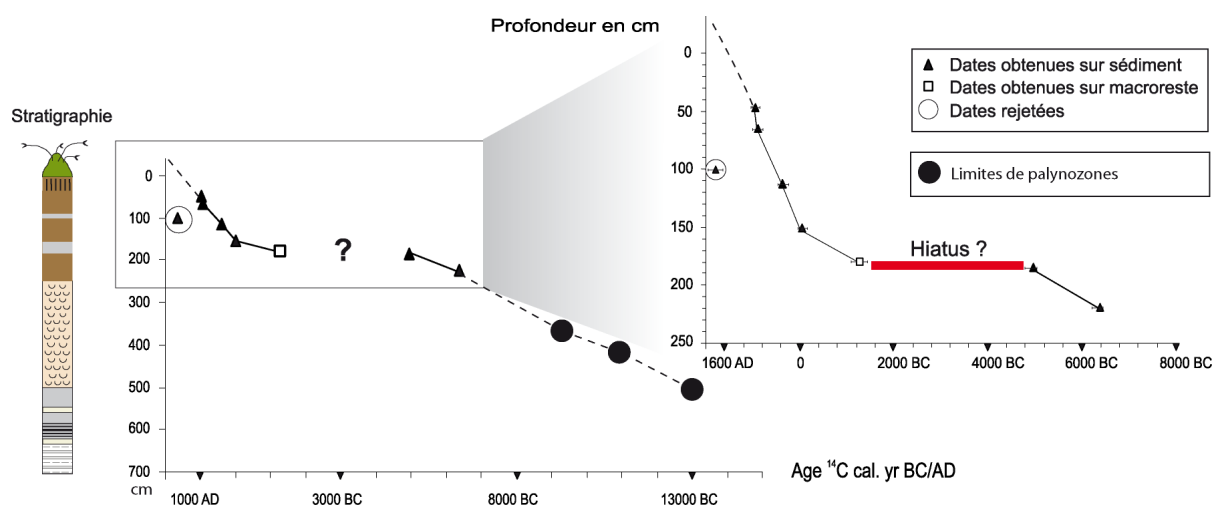


Figure 62 : Description lithologique et courbe âge-profondeur du site du Lauza (d'après Court-Picon, 2007).

Nous avons voulu savoir si la qualité de la fraction détritique (granulométrie, composition minéralogique) avait varié au cours du temps auquel cas il serait peut-être possible, par comparaison avec les formations superficielles et roches constituant le bassin versant, de retrouver les zones géographiques mises en érosion par les pratiques agro-pastorales et de mettre en évidence des déplacements des zones exploitées.

Les trois épisodes d'anthropisation du bassin versant ne correspondent pas aux mêmes apports comme le montre la mesure de la susceptibilité magnétique dont le signal est bien plus important le long de la première période d'anthropisation que dans les suivantes (figure 63). De même, la granulométrie de la fraction minérale détritique présente dans la tourbe montre des variations. Les caractéristiques granulométriques du matériel détritique des passées anthropisées et des périodes de déprise sont différentes, les premières étant plus fines (figure 64A). Le matériel détritique se déposant pendant les périodes de déprise n'a donc pas la même origine que celui caractérisant les périodes d'anthropisation.

Les trois phases d'anthropisation présentent des courbes granulométriques moyennes distinctes, avec une progression vers du matériel de plus en plus grossier à mesure que l'on se rapproche du sommet de la carotte (figure 64B).

Les pratiques agropastorales provoquent l'érosion de nouvelles surfaces dans le bassin versant et soit celles-ci ne sont pas les mêmes d'une période à une autre, soit les pratiques changent et affectent les formations superficielles à différentes profondeurs érodant des horizons de granulométries diverses. La caractérisation minéralogique des apports détritiques (minéraux argileux et non argileux), en cours, et leur comparaison avec la composition minéralogique des différentes formations superficielles et roches affleurant dans le bassin versant (cf l'approche menée sur le site fluvial de Neublans) permettra sans doute de préciser l'origine des minéraux constituant les apports détritiques.

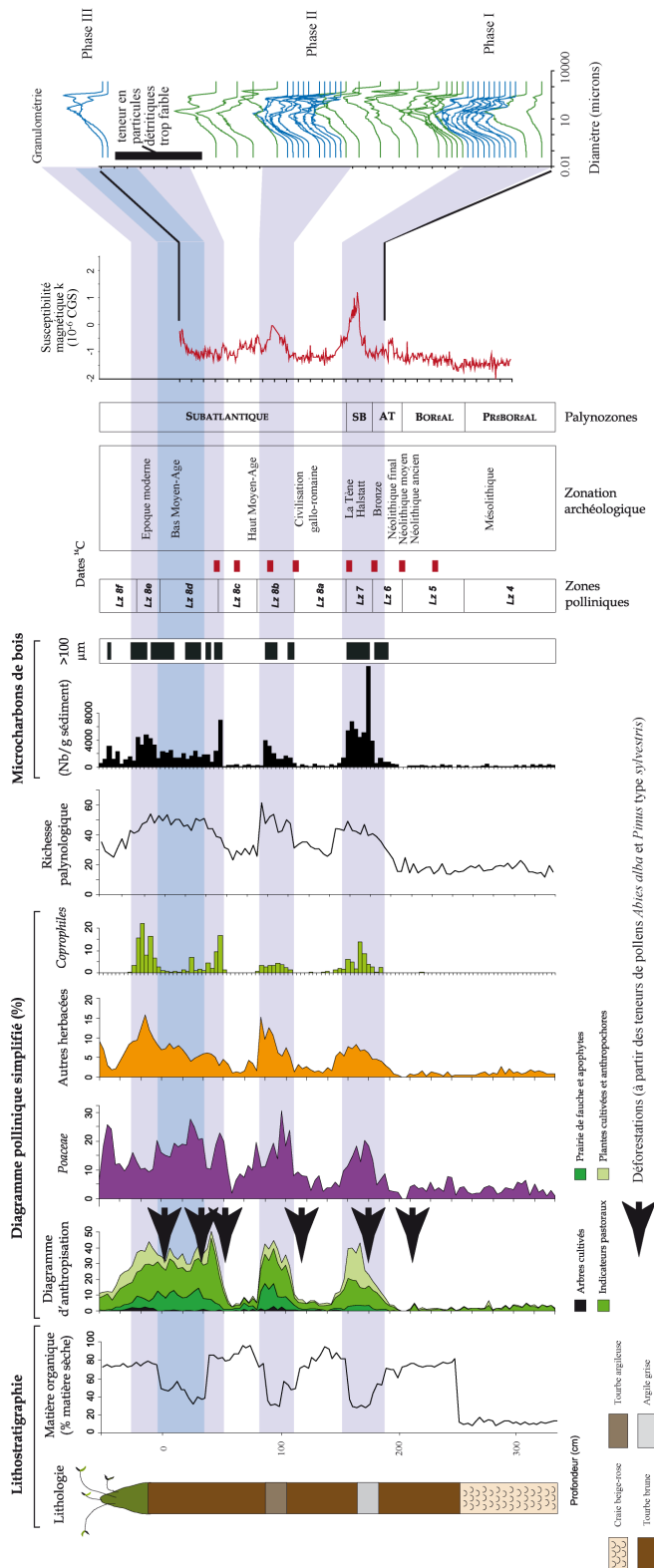


Figure 63 : Synthèse des analyses réalisées par Court-Picon (2007) (teneur en matière organique, pollens, microfossiles non-polliniques, microcharbons, datations radiocarbone), susceptibilité magnétique et des analyses granulométriques de la fraction détritique.

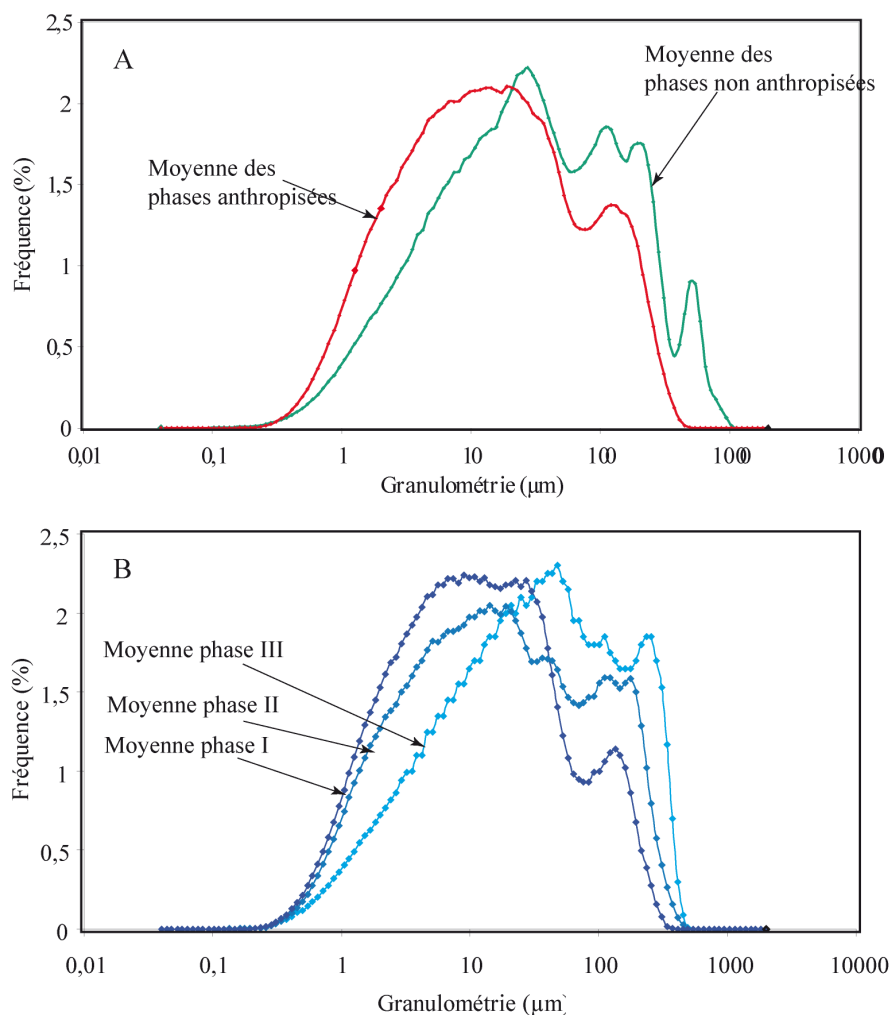


Figure 64 : courbes granulométriques moyennes (A) de la fraction détritique des phases anthropisées et non-anthropisées et (B) des différentes phases anthropisées.

C. Conclusion

Dans une tourbière non ombrogène, la composition chimique de la tourbe en éléments majeurs n'est pas uniquement liée à la fraction détritique qu'elle contient. Les éléments chimiques piégés dans la matière organique de la tourbe peuvent montrer des teneurs non négligeables et des variations de teneurs au cours du temps qui ne dépendent donc pas seulement de la mise en érosion de certaines parties du bassin versant ou d'apports de poussières atmosphériques comme dans le cas des tourbières ombrogènes (Steinmann & Shotyk, 1997 ; Shotyk *et al.*, 2001 ; Shotik *et al.*, 2002 ; Weiss *et al.*, 2002 ; Aubert *et al.*, 2006).

Dans la tourbière de Peyre, les variations de teneurs des éléments alcalins et alcalino-terreux dans la matière organique de la tourbe semblent être synchrones de variations climatiques ou de feux anthropiques selon la période étudiée. Ces éléments appartiennent aux éléments principaux constituant les minéraux des roches affleurant ou altérées à la surface du bassin versant. Ces minéraux sont aisément altérés (hydrolyse,

hydratation) et libèrent dans le milieu les éléments alcalins et alcalino-terreux qui sont donc piégés par la matière organique de la tourbe lors de son développement.

Des travaux sur la relation entre la composition chimique globale de la tourbe (matières organique et minérale) dans des tourbières ombrogènes ont montré des différences de comportement de certains éléments entre la tourbe totale et les acides humiques qu'elle contient (fraction humique) (Zaccone *et al.*, 2008 ; Zaccone *et al.*, 2007). Dans ces études, peu d'éléments (Cu, Ni et Cr) semblent avoir une affinité marquée pour la fraction humique. Ti est strictement lié à la fraction minérale, et Ca, Fe, Pb et Sr montrent une abondance relative dans la fraction non-humique de la tourbe. Dans les tourbières non-ombrogènes, la répartition des éléments chimiques entre la fraction humique et la fraction minérale devrait être plus complexe en raison des apports par ruissellement.

D'autres études comparent la composition chimique de la tourbe totale et celle de l'eau dans laquelle elle baigne (Wind-Mulder *et al.*, 1996). L'élévation des teneurs en nitrates y est reliée à une augmentation de l'aération et du pH du milieu qui favorisent la croissance de bactéries et la minéralisation d'azote organique. En revanche, l'effet à long terme de l'hydrologie de la tourbière (remontées d'eau par capillarité, flux latéraux, ...) sur sa composition chimique n'est, à ma connaissance, pas abordé dans ces études.

En agissant sur son milieu pour ses activités agricoles, l'Homme en modifie la dynamique érosive. Dans le site du Lauza, trois phases de détritisme, liées à la présence anthropique et aux caractéristiques granulométriques distinctes sont observées depuis l'Atlantique. Il est ainsi possible de suivre les emprises humaines successives dans le bassin versant de la tourbière, même si les indices archéologiques de l'activité agro-pastorale restent discrets. La comparaison de la composition minéralogique de la fraction détritique prélevée dans la tourbe et des roches et formations superficielles affleurant dans le bassin versant pourrait préciser l'emplacement des activités humaines responsable de ces apports détritiques.

Dans l'étude des variations de la composition chimique du matériau tourbe au cours du temps, il est donc impératif d'analyser à la fois la tourbe totale, sa fraction humique et sa fraction détritique (pour laquelle des analyses minéralogiques et granulométriques sont indispensables) pour comprendre les liens existant entre celle-ci, les effets des changements climatiques et l'impact de l'Homme. Il est nécessaire de combiner la mémoire chimique et la mémoire détritique.



Références bibliographiques.

Dépôts de lochs

- Austin, W.E.N. & Inall, M.E. (2002). Deep water renewal in a Scottish fjord : temperature, salinity and oxygen isotopes. *Polar Research*, **21** (2), 251-258.
- Baltzer, A., Bates, R., MokeddeM, Z., Clet-Pellerin, M., Walter-Simonnet, A.V., Bonnot-Courtois, C. & Austin, W.A. - First pollen analyses conducted on a long core in a Scottish Sea Loch (northwest coast), combined to acoustic seismic facies: a key to follow climatic changes since 20 000 yr BP. Soumise à *Quaternary Science Reviews*.
- Baltzer, A., Tessier, B., Nouzé, H., Bates, R., Moore, C. & Menier, D. (2005). Seistec seismic profiles: a tool to differentiate gas signatures. In : *Subsurface imaging and sediment characterization in shallow water environment, Mar. Geophys. Res. (MARI), Spec. Publ.*, **26**, 235-245.
- Benn, D.I. (1997). Glacier fluctuations in western Scotland. *Quaternary International*, **38/39**, 137-147.
- Bennett, M. & Boulton, G. (1993) A reinterpretation of Scottish « hummocky moraine » and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial. *Geological Magazine*, **130** (3), 301-318.
- Binns, P.E., Harland, R. & Hughes, M.J. (1974). Glacial and post glacial sedimentation in the Sea of the Hebrides. *Nature*, **248**, 751-754.
- Boulton, G.S., Chroston, P.N. & Jarvis, J. (1981). A marine seismic study of Late Quaternary sedimentation and inferred glacier fluctuations along western Inverness-shire, Scotland. *Boreas*, **10**, 39-51.

- Bradwell, T., Stocker, M.S. & Larter, R. (sous presse). Geomorphological signature and flow dynamics of the Minch palaeo-ice stream, northwest Scotland. *Journal of Quaternary Science*.
- Chang, A. & Patterson, R.T. (2005). Climate shift at 4400 years BP: Evidence from high-resolution diatom stratigraphy, Effingham Inlet, British Columbia, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **226** (1-2), 72-92.
- Cooper, M.C. & O'Sullivan, P.E. (1998) The laminated sediments of Loch Ness, Scotland: preliminary report on the construction of a chronology of sedimentation and its potential use in assessing Holocene climatic variability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **140**, 15-52.
- Dark, P. (2006). Climate deterioration and land-use change in the first millennium BC: perspectives from the British palynological record. *Journal of Archaeological Science*, **33** (10), 1381-1395.
- Davidson, C.M., Gibson, M.D., Hamilton, E., MacGillivray, B.H., Reglinski, J. & Rezabal, E. (2005). The long-term environmental behaviour of strontium and barium released from former mine workings in the granites of the Sunart region of Scotland, UK. *Chemosphere*, **58**(6), 793-798.
- Dix, J.K. & Duck, R.W. (2000). A high-resolution seismic stratigraphy from a Scottish sea loch and its implications for Loch Lomond stadial deglaciation. *Journal of Quaternary Science*, **15** (6), 645-656.
- Edwards, A. & Sharples, F. (1986). Scottish Sea Lochs : a catalogue. *Scottish Marine Biological Association*, Oban.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T. & Manthe, S. (2001). Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). *Earth and Planetary Science Letters*, **194**, 151-163.
- Everest, J.D., Bradwell, T. & Golledge, N.R. (2005). Scottish landform examples: bedforms of the Tweed palaeo-icestream. *Scottish Geographical Journal*, **121**.
- Golledge, N.R. (2006). The Loch Lomond Stadial glaciation South of Rannoch Moor: new evidence and palaeoglaciologic insights. *Scottish Geographical Journal*, **122** (4), 326-343.
- Golledge, N.R. (2007a). An ice cap landsystem for palaeoplaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 213-229.
- Golledge, N.R. (2007b). Sedimentology, stratigraphy, and glacier dynamics, western Scottish Highlands. *Quaternary Research*, **68**, 79-95.
- Golledge, N.R., Fabel, D., Everest, J.D., Feeman, S. & Binnie, S. (2007). First cosmogenic ¹⁰Be age constraint on the timing of Younger Dryas glaciation and ice cap thickness, western Scottish Highlands. *Journal of Quaternary Science*, **22** (8), 785-791.
- Golledge, N.R., Hubbard, A. & Sugden, D.E. (2008). High-resolution numerical simulation of Younger Dryas glaciation in Scotland. *Quaternary science Reviews*, **27**, 888-904.
- Goubert, E., Mokeddem, Z. & Baltzer, A. (2007). Une nouvelle utilisation des foraminifères pour les reconstitutions paléoenvironnementales : la méthode rang/fréquence appliquée à l'étude du remplissage sédimentaire du Loch Sunart (NW Ecosse) depuis 20 000 ans. *11ème Congrès Français de Sédimentologie*, Caen 2007, 23-25 octobre 2007. Livre des résumés, Publ. ASF, n° 57, p. 143.
- Harkness, D.D. (1983). The extent of the natural ¹⁴C deficiency in the coastal environment of the United Kingdom. *J. Eur., Stady Group Phys., Chem. Math. Tech. Appl. Archaeol. PACT* **8** (IV9), 351-364.
- Harland, R., Nordberg, K. & Filipsson, H.L. (2006). Dinoflagellate cysts and hydrographical change in Gullmar Fjord, west coast of Sweden. *Science of The Total Environment*, **355** (1-3), 204-231.
- Hass, H.C. (2002). A method to reduce the influence of ice-rafted debris on a grain size record from the northern Fram Strait, Arctic Ocean. *Polar Research*, **21**(2), 299-306.
- Hay, M.B., Dallimore, A., Thomson, R.E., Calvert, S.E. & Pienitz, R. (2007). Siliceous microfossil record of late Holocene oceanography and climate along the west coast of Vancouver Island, British Columbia (Canada). *Quaternary Research*, **67**(1), 33-49.
- Howe, J.A., Overnell, J., Inall, M.E. & Wilby, A.D. (2001). A side scan sonar image of a glacially-overdeepened sea loch, upper Loch Etive, Argyll. *Scottish Journal of Geology*, **37**, 3-10
- Howe, J.A., Shimmield, T., Austin, W.E.N. & Longva, O. (2002). Post-glacial depositional environments in a mid latitude glacially-overdeepened sea loch, inner Loch Etive, western Scotland. *Marine Geology*, **185**, 417-433.
- Hubbard, A. (1999) High-resolution modeling of the advance of the Younger Dryas ice sheet and its climate in Scotland. *Quaternary Research*, **52**, 27-43.
- Jansen, E. & Sjøholm, J. (1991). Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-born deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, **349**, 600-603.

- Larsen, E. & Sejrup, H.P. (1990). Weichselian land-sea interaction ; western Norway-Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, **9**, 85-97.
- Lyså, A., Sejrup, H.P. & Aarseth, I. (2004). The Late Glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway. *Marine Geology*, **211** (1-2), 45-78.
- Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric settlements. *Quaternary International*, **113**, 65-79.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climatic variability. *Quaternary Research*, **62**, 243-255.
- Mokeddem, Z., Baltzer, A., Clet-Pellerin, M., Walter-Simonnet, A.V., Bates, R., Balut, Y. & Bonnot-Courtois, C. (2007). Fluctuations climatiques enregistrées depuis 20 000 ans dans le remplissage sédimentaire du Loch Sunart (Nord-Ouest de l'Ecosse). *Comptes-Rendus Geosciences*, **339**, 150-160.
- Mokeddem, Z., Baltzer, A., Goubert, E., Clet-Pellerin, M., Walter-Simonnet, & Bonnot-Courtois, C. (soumis). Multi proxies reconstruction of palaeoenvironmental evolution since the Late Glacial Maximum in a fjord environment : Loch Sunart (NW Scotland). *Journal of Quaternary Science*.
- Nordberg, K., Filipsson, H.L., Gustafsson, M., Harland, R. & Roos, P. (2001). Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia in Koljö Fjord, Sweden. *Journal of Sea Research*, **46** (3-4), 187-200.
- Norgaard-Pedersen, N., Austin, W.E.N., Howe, J.A. & Shimmield, T. (2006). The Holocene record of Loch Etive, western Scotland : influence of catchment and relative sea level changes. *Marine Geology*, **228** (1-4), 55-71.
- Pourriot, R. & Meybeck, M. (1995). *Limnologie générale*. Collection d'écologie n°25, Masson, 956 pages.
- SAMS, Scottish Association for Marine Science, 2002. *Annual report 2001-2002*. 82 pages.
- Shettler, G. & Romer, R.L. (2006). Atmospheric Pb-pollution by pre-medieval mining detected in the sediments of the brackish karst lake An Loch Mór, western Ireland. *Applied Geochemistry*, **21** (1), 58-82.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Hafliðason, H. & Nesje, A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, **19** (7), 667-685.
- Shimmield, G.B., Ritchie, G.D. & Fileman, T.W. (1995). The impact of marginal ice zone processes on the distribution of ²¹⁰Pb, ²¹⁰Po and ²³⁴Th and implications for new production in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **42** (4-5), 1313-1335.
- Stocker, M. & Bradwell, T. (2005). The Minch palaeo-ice stream, NW sector of the British-Irish Ice Sheet. *Journal of the Geological Society*, **162**, 425-428.
- Stocker, M.S. & Howe, J.A. (2006) BGS/SAMS Shallow Sampling Programme in the Summer Isles region, NW Scotland: cruise report, project 06/04. *British Geological Survey Internal Report, IR/06/106, SAMS Internal Report*, **24**. 28 pages.
- Stocker, M.S., Bradwell, T., Wilson, C.K., Harper, C., Smith, D. & Brett, C. (2006) Pristine fjord landsystem revealed on the sea bed in the Summer Isles region, NW Scotland. *Scottish Journal of Geology*, **42** (2), 89-99.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. & Skei, J.M. (1987). *Fjords : processes and products*. New York, Springer-Verlag, 379 pages.
- Traini, C. (2006). A comparison of post-glacial sedimentation in fjordic environment : Lochs Sunart, Etive and Creran (Western Scotland). *Mémoire de Recherche de Master 2*, Université de Caen / Dunstaffnage Marine Laboratory. 47 pages + annexes.

Dépôts de lacs et étangs

- Ammann, B., Birks, H. J. B., Brooks, S.J., Eicher, U., von Grafenstein, U., Hofmann, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K. & Wick, L. (2000). Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas - a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 3-4, 313-347.
- Bégeot, C., Richard, H., Ruffaldi, P. & Bossuet, G. (2000). Enregistrement pollinique des changements climatiques de l'Interstade Bølling-Allerød dans l'Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de France*, **171** (1), 51-58.

- Bégeot, C. (2000). *Histoire de la végétation et du climat au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur le massif jurassien central à partir de l'analyse pollinique et des macrorestes végétaux*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Bossuet, G., Richard, H., Magny, M., & Rossy, M. (1997) Nouvelle occurrence du Laacher See téphra dans le Jura central. Etang du Lautrey (France). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, **325**, 43-48
- Bossuet, G., Camerlynck, C., Dabas, M. & Martin, M. (2000) Contribution des méthodes géophysiques (électrique, électromagnétique, radar-sol) à l'étude des dépressions lacustres. L'exemple du Lautrey (Jura, France). *Eclogae geologica Helvetica*, **93**, 147-156.
- Bossuet, G., Walter-Simonnet A.V., Linoir D., Court-Picon M., Beaulieu, de J.L., Peyron O. & Millet, L. (in prep.) Hig-resolution multi-proxy study of the lateglacial sedimentation in the Lauza peat-bog, Southern French Alps. Sera soumise à *Journal of Quaternary Science*.
- Corgini, M. (2008). *Etude des apports sédimentaires dans le lac de Sewen (Haut-Rhin, France) durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène*. Mémoire de Master 1 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 27 pages.
- Court-Picon, M. (2007). *Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute montagne du tardiglaciaire à l'époque actuelle. Analyse du signal pollinique en Champsaur (Hautes-Alpes, France) à l'interface des dynamiques naturelles et des dynamiques sociales*. Thèse, Université de Franche-Comté, 732 pages.
- Debelmas, J., Durozoy, G., Kerckhove, C., Monjuvent, G., Mouterde, R. & Pêcher, A. (1972). *Carte et notice explicative de la carte géologique d'Orcières à 1/50000*. Editions du BRGM.
- Develle, A.L. (2006). *Détection, caractérisation et spatialisation des niveaux de cendres volcaniques tardiglaciaires dans le massif des Vosges*. Mémoire de Master 2 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 pages.
- Develle, A.L., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Bégeot, C., Simonnet, J.P., Ruffaldi, P., Rossy, M., Wackenheim, C. (soumis). Laacher See Tephra and Vedde Ash in sequences from the Vosges Mountains (Eastern France). Soumis à *Quaternary Science Reviews*.
- Firbas, F., Grünig, G., Weischedel, I. & Worzel, G. (1948). Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Vogesen. In : *Bibliotheca Botanica, Original-Abhandlungen aus dem Gesamtgebiet der Botanik, R. Pilger (ed.)*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 121, 37-43.
- Gidon, M., Kerckhove, C., Pairis, J.-L., Latreille, M. & Schneegans, D. (1988). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 870 : Chorges, 1^{ère} édition, Orléans, BRGM. 1 feuille en couleurs et notice explicative par Kerckhove *et al.*, 1989, 55 p.
- Guillaume, S. & Guillaume, A. (1962). *Carte et notice géologiques "Champagnole"*. Editions du BRGM.
- Kerckhove, C., Gidon, M. & Pairis, J.L. (1989). *Carte et notice explicative de la carte géologique de Chorges à 1/50000*. Editions du BRGM.
- Le Fort, P., Biju-Duval, J., Vernet, J., Montjuvent, G., Beuf, S., Debelumas, J., Kerckhove, C. & Pêcher, A. (1980). Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 846 : Orcières. 1^{ère} édition, Orléans, BRGM. 1 feuille en couleurs et notice explicative par Debelmas *et al.*, 1980, 27 p.
- Linoir, D. (2008). *Remplissage sédimentaire tardiglaciaire dans la tourbière du Lauza (Champsaur, France) – Influence du climat*. Mémoire de Master 1 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 pages.
- Magny, M., Vannièrè, B., de Beaulieu J.L., Bégeot, C., Heiri, O., Millet, L., Peyron, O. & Walter-Simonnet, A.V. (2007). Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 15/16, 1951-1964.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vannièrè, B., & Walter-Simonnet, A.V. (2006). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 414–445.
- Ménillet, F., Durand, M., Maïaux, C. & Lougnon, J. (1978). Carte et notice géologiques « Cirey-sur-Vezouze », Editions du BRGM.
- Millet L., Verneaux V. & Magny M. (2003). Lateglacial paleoenvironmental reconstruction using subfossil chironomid assemblages from lake Lautrey (Jura, France). *Archiv fur Hydrobiologie* 156, 405-429 .
- Millet L. & Verneaux V. (2003). Evolution des assemblages de Chironomidae (Insecta : Diptera) pendant le Tardiglaciaire dans le lac du Lautrey (Jura, France) : essai de reconstitution paléoenvironnementale. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96, 99-107.

- Pagnier, C. (2007). *Variations sédimentaires en fonction du climat dans le lac de Sewen (Vosges) et Lautrey (Jura) au cours du tardiglaciaire et au début de l'Holocène*. Mémoire de Master 1 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 pages.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwelle, P.G., Buck, C.E., Burr G., Cutler KB., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J. & Weyhenmeyer C.E. (2004). *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Simonnet, J.-P., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Bégeot, C., Millet, L., Benoit-Ruffaldi, P., Vannière, B. & Magny, M. (2007). Variations des apports détritiques tardiglaciaires dans le massif du Jura (exemple de l'étang du Lautrey). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Poster.
- Simonnet, J.-P., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Bégeot, C., Millet, L., Benoit-Ruffaldi, P., Vannière, B. & Magny, M. (in prep.). High-resolution record of the detrital input in lake Lautrey (Jura Mountains, France). Sera soumise aux *Comptes-Rendus Géosciences*.
- Théobald, N., Thiébaud, J. & Bernatzky, M. (1973). Carte et notice géologiques "Giromagny", Editions du BRGM.
- Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.-V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M. & Magny, M. (2004). High resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene Transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **19**, 797-808.
- Walter-Simonnet, A.-V., Bossuet, G., Adatte, T., Rossy, M., Ruffaldi, P., Bégeot, C., Vannière, B. & Magny, M. (in prep.). Lateglacial tephrochronological markers at Lake Lautrey (Jura, France). Sera soumis à *Volcanological and Geothermal Research*.
- Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Develle, A.L., Bégeot, C., Ruffaldi, P., Magny, M., Adatte, T., Rossy, M., Simonnet, J.P., Boutet, J., Zeiller, R., Beaulieu, de, J.L., Vannière, B., Thivet, M., Millet, L., Régent, B., Wackenheim, C. (2008). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques Tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, **19**, 2, 117-132.
- Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Simonnet, J.P., Develle; A.L., Bégeot, C., Ruffaldi, Régent, B. & Wackenheim, C. (in prep.). High resolution sediment response to Lateglacial climate change in lake Sewen and mire La Maxe (Vosges Mountains, Eastern France). Sera soumis à *Quaternary International*.

Dépôts de tourbières

- Aubert, D., Le Roux, G., Krachler, M., Cheburkin, A., Kober, B., Shotyk, W. & Stille, P. (2006). Origin and fluxes of atmospheric REE entering an ombrotrophic peat bog in Black forest (SW Germany) : evidence from snow, lichens and mosses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 2815-2826.
- Court-Picon, M. (2003). Approches palynologiques et dendrochronologiques de la mise en place du paysage dans le Champsaur (Hautes-Alpes, France) à l'interface des dynamiques naturelles et des dynamiques sociales. Thématique, méthodologie et premiers résultats. *Archéologie du Midi Médiéval*, **21**, 211-224.
- Court-Picon, M. (2007). Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute montagne du tardiglaciaire à l'époque actuelle. Analyse du signal pollinique en Champsaur (Hautes-Alpes, France) à l'interface des dynamiques naturelles et des dynamiques sociales. Thèse, Université de Franche-Comté, 732 pages.
- Court-Picon, M., Buttler, A. & Beaulieu, J.L. De (2005). Modern pollen-vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. *Review of Paleobotany and Palynology*, **135**, 13-39.
- Maneville, O., Vergne, V., Villepoux, O. et le Groupe d'Etude des Tourbières (1999). *Le monde des tourbières et des marais. France, Suisse, Belgique et Luxembourg*. Ed. Delachaux et Niestlé, 320 pages.
- Martínez Cortizas, A., García-Rodeja, E., Pontevedra Pombal, X., Nóvoa Muñoz, J.C., Weiss, D. & Cheburkin, A. (2002). Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years recorded by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as archive. *The Science of the Total Environment*, **292**, 33-44
- Michelin, Y., Vergne, V., Cougoul, C. & Cournut S. (2001). Variations des teneurs en éléments minéraux dans un bas-marais holocène : la Vézolle (Chaîne des Puys), première recherche des manifestations

- anthropiques. *Quaternaire*, **12**, 1-2 : 31-41.
- Miras, Y. (2004). *L'analyse pollinique du plateau de Millevaches (Massif Central, France) et de sites périphériques limousins et auvergnats : approche des paléoenvironnements, des systèmes agro-pastoraux et évolution des territoires ruraux*. Thèse, Université de Franche-Comté, 299 pages.
- Miras, Y., Laggoun-défarage, F., Guenet, H. & Richard, H. (2004). Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Subboreal in the surroundings of the « narse d'Espinasse » (Puy de Dôme, French Massif Central). *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**, 91-103.
- Miras, Y., Surmely, F., Murat, R., Tzortzis, S., Courtadon, J.-L., Boudon, P., Alexandre, A., Mossand, P., Savignat, A., Delrieu, F., Cantournet, C., Phalip, B., Chevalier, P., Nicaud, J., Walter-Simonnet, A.V., Vannière, B., Guenet, P., Dousteysier, B., Trescarte, J., Cabanis, M., Bossuet, G., Heinz, C., Nicolas, V., Liethoudt, C. & Pion, P. (2006). Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal). *Rapport terminal de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne*. 118 pages.
- Miras, Y., Surmely, F., Murat, R., Tzortzis, S., Courtadon, J.-L., Boudon, P., Alexandre, A., Mossand, P., Savignat, A., Delrieu, F., Cantournet, C., Phalip, B., Chevalier, P., Nicaud, J., Walter-Simonnet, A.V., Vannière, B., Guenet, P., Dousteysier, B., Trescarte, J., Cabanis, M., Bossuet, G., Heinz, C., Nicolas, V., Liethoudt, C. & Pion, P. (2005). Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal). *Rapport intermédiaire de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne*. 22 pages.
- Miras, Y., Surmely, F., Guenet, P., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.V. & Tzortzis, S. (2006) Dynamiques d'occupation et histoire de l'environnement d'un terroir de moyenne montagne : la tourbière de Peyre (Lacapelle-Barrès, Cantal, Massif Central) et ses alentours. Premiers résultats. *Actes du séminaire "Gestion des paléoenvironnements et stratégies d'exploitation des milieux en moyenne montagne par les sociétés humaines"*, Pierrefort (19-20 juin 2003), Presses Universitaires de Franche-Comté, 157-184.
- Miras, Y., Guenet, P., Surmely, F., Michelin, Y., Tible, R., Walter-Simonnet, A.V. & Richard, H. (2003). Histoire de l'environnement et de dynamiques agro_pastorales dans le massif du Cantal : étude pluridisciplinaire de la tourbière de Roussy (Saint-Projet-de-Salers, France). *Quaternaire*, **14** (4), 265-278.
- Roos-Barraclough, F., Givelet, N., Martinez-Cortizas, A., Goodsite, M.E., Biester, H. & Shotyk, W. (2002). An analytical protocol for the determination of total mercury concentrations in solid peat samples. *The Science of the Total Environment*, **292**, 129-139.
- Shotik, W., Krachler, M., Martinez-Cortizas, A., Cheburkin, A.K. & Emons, H. (2002). A peat record of natural, pre-anthropogenic enrichments of trace elements in atmospheric aerosols since 12370 ¹⁴C yr BP, and their variation with Holocene climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 21-37.
- Shotyk, W., Weiss, D., Kramers, J.D., Frei, R., Cheburkin, A.K., Gloor, M. & Reese, S. (2001). Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruère, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Zr, and REE) since 12,370 ¹⁴C yr BP. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65** (13), 2337-2360.
- Steinmann, P. & Shotyk, W. (1997). Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology*, **138**, 25-53.
- Weiss, D., Shotyk, W., Rieley, J., Page, S., Gloor, M., Reese, S. & Martinez-Cortizas, A. (2002). The geochemistry of major and selected trace elements in a forested peat bog, Kalimantan, SE Asia, and its implications for past atmospheric dust deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66** (13), 2307-2323.
- Wind-Mulder, H.L., Rochefort, L., Vitt, D.H. (1996). Water and peat chemistry comparisons of natural and post-harvested peatlands across Canada and their relevance to peatland restoration. *Ecological Engineering*, **7**, 161-181
- Woillard, G.M. (1978). Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary research*, **9**, I-XXI.
- Zaccone, C., Cocozza, C., Cheburkin, A.K., Shotyk, W. & Miano, T.M. (2007). Enrichment and depletion of major and trace elements, and radionuclides in ombrotrophic raw peat and corresponding humic acids. *Geoderma*, **141**, 235-246.
- Zaccone, C., Cocozza, C., Cheburkin, A.K., Shotyk, W. & Miano, T.M. (2008). Distribution of As, Cr, Ni,

Rb, Ti and Zr between peat and its humic fraction along an undisturbed ombrotrophic bog profile (NW Switzerland). *Applied Geochemistry*, **23**, 25-33.

Chapitre 3

Téphrostratigraphie

Références prises en compte jointes à la fin de ce mémoire : Vannière *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2006 a et b ; Drescher-Schneider *et al.*, 2007 ; Magny *et al.*, 2007 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008.

Une des difficultés majeures des reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales est l'établissement d'une chronologie fine et détaillée à l'échelle régionale voire inter-régionale. Un effort important est fait notamment au niveau de la téphrochronologie et de la téphrostratigraphie puisque les niveaux de cendres volcaniques ou téphras constituent des marqueurs temporels instantanés à l'échelle des temps géologiques et d'extension régionale à continentale dans certains cas. C'est dans cette optique que s'inscrivent les études présentées ci-dessous.

Suivant les recommandations du groupe INTIMATE, les dépôts de téphra consécutifs aux éruptions volcaniques apparaissent comme des éléments clefs pour l'établissement d'une chronologie absolue du Tardiglaciaire et de l'Holocène en Europe (Turney *et al.*, 1997, 2004 ; Lowe *et al.*, 2001 ; Davies *et al.*, 2002 ; Wastegård, 2005). Au cours de ces deux périodes, différentes provinces volcaniques étaient actives en Europe dont le massif de l'Eifel (Allemagne), le Massif Central (France), l'Islande, l'Italie, les Pyrénées, la Grèce et la Turquie (figure 65). Utilisés comme horizons marqueurs, les dépôts de téphras consécutifs aux éruptions majeures de ces différents centres éruptifs doivent améliorer l'assise chronologique des corrélations inter-régionales proposées à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Pour contribuer à cet effort de la communauté internationale, j'ai donc cherché à systématiser la recherche et l'étude de téphras dans les séquences tardiglaciaires et holocènes que nous étudions.

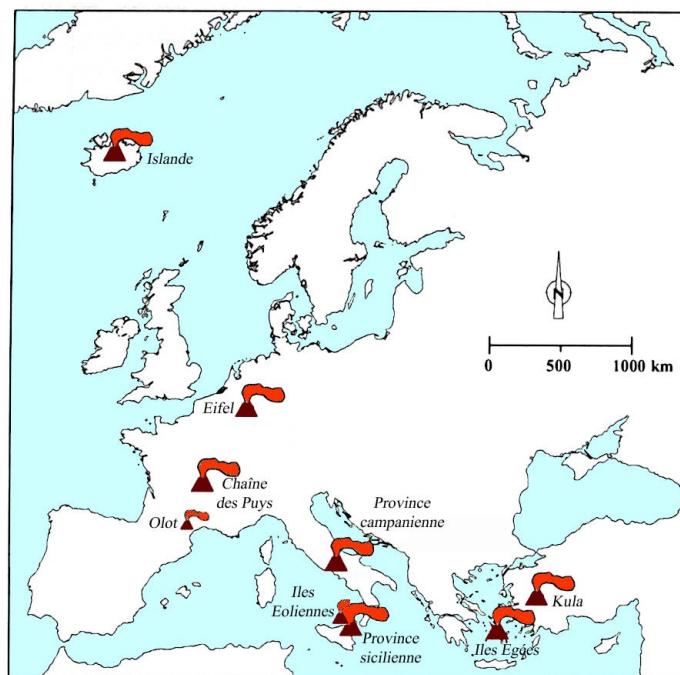


Figure 65 : Localisation des centres éruptifs actifs en Europe de l'Ouest durant les 20000 dernières années (modifié, Wulf, 2002).

I. Chronique du volcanisme tardiglaciaire et holocène.

A. L'Islande

Le complexe volcanique islandais se divise en deux groupes de volcans. Le groupe Grimsvötn-Kverfjöll et Veidvötn-Dyngjuföll, situé dans la partie nord de l'île, produit des basaltes tholéitiques. La partie sud-est de l'île est caractérisée par les édifices volcaniques Hekla et Katla dont les émissions sont de type basaltes alcalins, basaltes à olivine et rhyolites (Jakobsson, 1979 dans Davies *et al.*, 2002). Un des téphras les plus connus et dispersés provenant de ce complexe est le Vedde ash. Daté à 12 200 - 11 900 ans (Birks *et al.*, 1996), il se positionne stratigraphiquement dans le Dryas récent et est caractérisé par une composition bimodale : certaines échantillons volcaniques sont rhyolitiques, d'autres basaltiques. Un autre téphra est également remarquable pour cette période : le Borrobol Tephra (14 400 années varves ; Davies *et al.*, 2003). La dispersion de ces téphras s'étend du Groenland à la Scandinavie, au nord de l'Allemagne et de la Pologne, à l'Ecosse et à l'Atlantique nord (Dugmore *et al.*, 1995 ; Birks *et al.*, 1996 ; Pilcher *et al.*, 1995 ; Zillén *et al.*, 2002 ; Davies *et al.*, 2004, 2005 ; Wastergård, 2005). D'autres téphras d'origine islandaise ont été décrits, mais leur extension est très réduite (Davies *et al.*, 2002 ; Wastergård, 2005).

B. Le Massif de l'Eifel (Allemagne)

Le complexe volcanique de l'Eifel est situé au sud-ouest de Bonn. Il est constitué d'un groupe de 240 cônes de scories, maars et petits stratovolcans qui recouvrent une surface d'environ 600 km². Les deux téphras principaux originaires de ce complexe sont le Laacher See Tephra (LST) et le Ulmener Maar Tephra (UMT). Le LST est le plus dispersé en Europe centrale (van den Bogaard & Schmincke, 1985 ; Juvigné, 1991 ; Juvigné *et al.*, 1995b ; Zolitschka *et al.*, 1995 ; Bossuet *et al.*, 1997 ; Moscariello & Costa, 1997 ; Litt *et al.*, 2001 ; Vannié *et al.*, 2004). Les âges obtenus pour ce dépôt sont 11 230 ± 40 ¹⁴C ans BP (Hadjas *et al.*, 1995) c'est-à-dire 13 180 -13 094 ans (1 sigma), 12 880 ± 1% années varves (Brauer *et al.*, 1999 ; Friedrich *et al.*, 1999) et 12 900 ± 130 ans BP par datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar (van den Bogaard, 1995). Récemment, une datation utilisant la méthode de la moyenne mobile appliquée aux données radiocarbone et dendrochronologiques (sur *Pinus* et *Quercus*) d'Europe centrale, de Suisse et d'Allemagne, et la série varvée du bassin de Cariaco propose un âge d'environ 13 160 ans pour ce téphra (Friedrich *et al.*, 2004 ; Kromer *et al.*, 2004). De composition phonolitique, ce téphra est associé à une série d'éruptions pliniennes et phréatomagmatiques nommées Lower Laacher See Tephra (LLST), Middle Laacher See Tephra (MLST, divisée en plusieurs sous-phases) et Upper Laacher See Tephra (ULST) (van den Bogaard & Schmincke, 1985). En revanche, la dispersion de l'Ulmener Maar Tephra est plus restreinte puisqu'il n'a été détecté qu'en Allemagne où il a été daté à 11 000 années varves (Brauer *et al.*, 1999).

C. La Province italienne

Les nombreux téphras italiens tardiglaciaires sont attribués aux trois provinces magmatiques suivantes : la province campanienne, la province sicilienne et l'arc éolien. Les téphras émis par le Mont Somma, le Vésuve, Ischia et les Champs Phlégréens appartiennent à la province campanienne. Leur géochimie est phonolitique à trachybasaltique. Les téphras produits par la province sicilienne (Etna et Pantelleria) sont caractérisés par une chimie alcaline riche en sodium (avec basaltes tholéitiques, hawaïtes, benmoréites et trachytes) à peralcaline (ignimbrites trachytiques et rhyolitiques peralcalines). En revanche, ceux provenant des îles éoliennes se répartissent en deux groupes, l'un typiquement calco-alcalin souvent riche en potassium avec basalte, dacite, andésite et trachy-rhyolite potassique (Lipari, Salina) et l'autre calco-alcalin et alcalin potassiques avec basalte shoshonitique, téphrite à leucite, trachy-rhyolite potassique et andésite (Vulcano, Stromboli) (Simkin & Siebert, 1994 ; Peccerillo, 2005).

Pour cette période, les téphras les plus connus et enregistrés dans des dépôts lacustres ou marins sont le Lago Amendolare (15 000 années varves), le Tufi Biancastri (14 000 à 18 000 ans, âge obtenu par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar), le Napolitean Yellow Tuff (14 120 années varves) et le Pomici Principali (12 170 années varves) émis soit par les Champs Phlégréens, soit par le Vésuve (Delibrias *et al.*, 1979 ; Zolitschka & Negendank, 1996 ; Allen *et al.*, 1999 ; Wulf, 2000 ; Zanchetta *et al.*, 2000 ; Rolandi *et al.*, 1998 ; Siani *et al.*, 2004 ; Wulf *et al.*, 2004). Leur dispersion se cantonne en général au sud de l'Europe (Italie, Mers Tyrrhénienne, Adriatique, Ionienne, Egée, de Marmara, Noire et Méditerranée orientale, et les terres environnantes) excepté pour le Napolitean Yellow Tuff qui a été détecté dans le lac autrichien du Längsee

(Schmidt *et al.*, 2002).

D. Le Massif Central français

Après une période d'inactivité volcanique de 15 000 ans environ, la Chaîne des Puys a été le siège d'un volcanisme très actif durant le Tardiglaciaire. La nature des émissions volcaniques montre une tendance à l'évolution depuis des basaltes et trachy-basaltes jusqu'à des trachytes (Maury *et al.*, 1980 ; Boivin *et al.*, 2004). Depuis une quinzaine d'années, l'importance des éruptions est estimée à travers l'étude de la nature et de la répartition des téphras distaux, particulièrement en Limagne et dans la cuvette de Clermont-Ferrand. Leur extension est, pour l'instant, confinée au massif, à la Limagne et aux Monts du Forez (Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné, 1987 ; Vernet *et al.*, 1990 ; Juvigné *et al.*, 1992 ; Juvigné *et al.*, 1995a ; Miallier *et al.*, 2004 a et b) ; leurs positions chronologiques relatives reposent sur des études palynologiques, des dates radiocarbone et TL, et la reconnaissance de recouvrements téphriques (Vivent & Vernet, 2001 ; Vernet & Raynal, 2004 ; Boivin *et al.*, 2004). Les principaux téphras distaux tardiglaciaires sont la retombée de la Cellule (trachy-andésite, Dryas ancien), le complexe téphrique CF1a/CF1b (âge moyen situé entre 13 000 et 14 000 ans) présent dans toute la Grande Limagne et dont la composition chimique évolue avec le temps depuis des trachy-andésites basaltiques jusqu'à des trachy-andésites, et la retombée de la Moutade (trachy-andésite basaltique, Allerød) observée en Limagne septentrionale. Le Puy de la Nugère est le volcan source proposé pour ces trois téphras (Boivin *et al.*, 2004). Les explosions phéatomagmatiques de ce Puy ont aussi généré le Téphra de Ravel (trachy-andésitique, 11 400 ans BP), dont le lobe de dispersion s'étend vers le sud-est en Limagne jusque dans les Monts du Forez (Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné *et al.*, 1992). L'activité volcanique de la Chaîne des Puys se poursuit durant l'Holocène jusqu'au milieu du Sub-boréal.

E. Le volcanisme espagnol

Le complexe volcanique d'Olot est situé dans la pointe nord-est de l'Espagne, au sud des Pyrénées. Il est constitué par un grand nombre de cônes pyroclastiques associés à des épanchements de laves basaltiques. L'éruption la plus récente a été datée à $11\,500 \pm 1100$ ans BP par thermoluminescence (Simkin & Siebert, 1994). Les produits de cette éruption se sont déposés très localement. Aucun téphra provenant de ce complexe n'a été décrit dans les dépôts sédimentaires de même âge.

F. La Grèce et la Turquie

Compte-tenu de leur position géographique et des directions des vents dominants, les volcans tardiglaciaires et holocènes grecs (îles Egées) et turcs (complexe de Kula) ne peuvent être à l'origine de téphras déposés sur la façade ouest de l'Europe. A titre d'exemple, le téphra minoen produit par le Santorin (îles Egées) pendant l'Age du Bronze (3803 - 3809 ans cal. BP, à l'origine du mythe de l'Atlantide) a été observé jusque dans l'ouest de la Turquie et dans les sédiments de la Mer Noire (Federman & Steven, 1980 ; Sullivan, 1988 ; Guichard *et al.*, 1993 ; Wulf *et al.*, 2002 ; St. Seymour *et al.*, 2004).

II. Détection et caractérisation des téphras.

Cette étude a été réalisée à partir de carottes prélevées dans des remplissages lacustres. Ces dernières ont été extraites manuellement à l'aide soit d'une sonde russe, soit d'une sonde à piston Livingstone, et placées, après description, dans des gaines en PVC. En attendant les analyses, les carottes ont été stockées en chambre froide.

A. Détection

A l'exception du Laacher See Tephra dont l'épaisseur varie de 1 mm dans le Jura à 3 mm dans le nord du massif des Vosges, les téphras que nous étudions sont invisibles à l'oeil nu et correspondent au terme « cryptotephra » utilisé par nos collègues anglo-saxons (Lowe & Hunt, 2001 ; Turney *et al.*, 2004). Leur détection est réalisée soit par le biais de mesures de susceptibilité magnétique le long des carottes de sédiments auscultées tous les 5 mm (la présence d'un téphra modifie le signal magnétique dans la plupart des cas : on observe un pic de susceptibilité magnétique), soit par des prélèvements systématiques tous les

centimètres dans lesquels la présence de particules de verre volcanique est vérifiée en frottis. Ces deux méthodes de détection sont utilisées dans des optiques différentes : la corrélation de sites au niveau régional voire continental est plutôt réalisée via la susceptibilité magnétique, méthode rapide non destructive et mettant en évidence les téphras majeurs, alors que la chronologie fine d'un carottage est obtenue via un échantillonnage systématique. Cette deuxième méthode apparaît coûteuse en temps mais elle permet d'avoir accès à des téphras très discrets qui ne provoquent pas de variation du signal significative lors de la mesure de la susceptibilité magnétique. Lorsqu'un pic de susceptibilité magnétique est enregistré, le sédiment est échantillonné tous les centimètres sur toute l'épaisseur du pic, puis la présence d'échardes de verre volcanique et de phénocristaux est vérifiée dans chaque échantillon.

B. Caractérisation

Remonter au volcan source d'un téphra, puis éventuellement à son âge, nécessite la caractérisation minéralogique du dépôt et l'analyse géochimique de ses différents composants (échardes de verre volcanique et phénocristaux). Leur séparation est réalisée en suivant le protocole proposé par Blockley *et al.* (2004) légèrement modifié en tenant compte de celui de Turney (1998) et de la nature des sédiments rencontrés. Ce protocole combine une destruction des carbonates par attaque acide et de la matière organique par digestion, un tamisage, une élimination de la fraction organique siliceuse et une séparation des échardes de verre et des phénocristaux par liqueur dense. Leur caractérisation est ensuite obtenue par le biais d'observations au microscope optique et au microscope à balayage, et d'analyses chimiques (éléments majeurs essentiellement) à la microsonde électronique. Les analyses chimiques des verres volcaniques présentées dans la suite de cet article ont été réalisées sur la microsonde électronique Camebax SX50 du Centre de microanalyse CAMPARIS de l'Université P. et M. Curie de Paris (15keV, 10nA, taille du faisceau : 4 micromètres) sur section polie de grains inclus dans de la résine.

III. Résultats actuels

Nos efforts ont porté, pour l'instant, sur quatre régions.

A. Massif du Jura

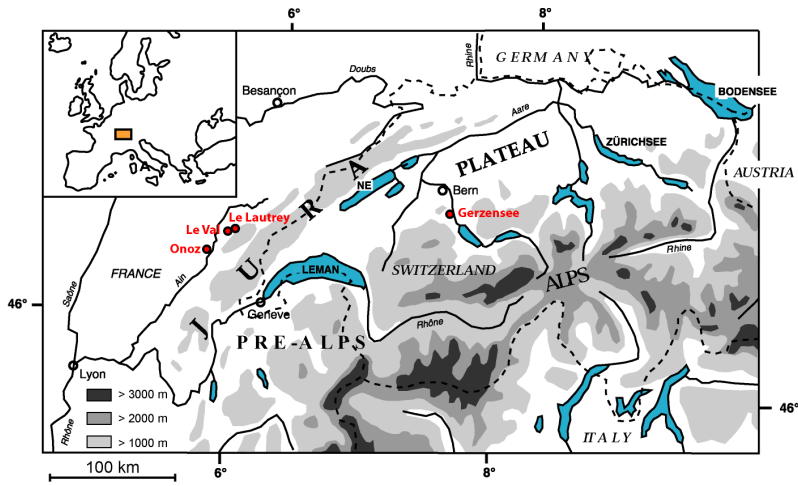
Dans le massif jurassien, les sites étudiés jusqu'à présent sont l'étang du Lautrey, le lac d'Onoz, le lac du Val, le lac Saint Point (Jura français) et le lac de Gerzensee (limite plateau suisse-domaine alpin).

Les résultats obtenus (figure 66) montrent, dans tous ces sites, la présence d'un téphra majeur et généralement visible à l'oeil nu, le Laacher See Tephra, dont le volcan source est le massif de l'Eifel (Bossuet *et al.*, 1997 ; Vannièr *et al.*, 2004 ; Develle *et al.*, soumis ; Magny *et al.*, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Leroux *et al.*, accepté).

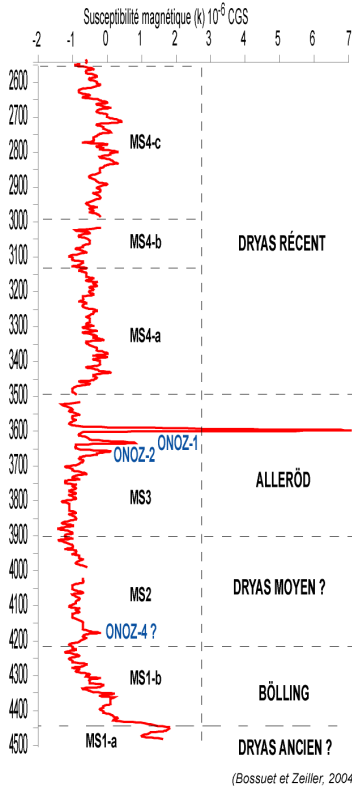
Deux autres téphras, un peu plus âgés (environ 13 000 - 13 450 ans cal BP) et très discrets ont des compositions minéralogiques et géochimiques (figure 67) qui les relient au volcanisme de la Chaîne des Puys et probablement à l'activité du Puy de la Nugère (Juvigné *et al.*, 1995 ; Vernet & Raynal, 1995 ; Miallier *et al.*, 2004 ; Vernet & Raynal, 2004 a et b ; Boivin *et al.*, 2004). Ces deux derniers téphras sont présents dans l'étang du Lautrey (niveaux nommés Laut 1 et 2) et le lac d'Onoz (niveaux nommés Onoz 1 et Onoz 2), plus discrets dans le lac Gerzensee (niveaux nommés Ger 1 et Ger 2) (figure 66) ; en revanche ils n'ont pour l'instant pas été détectés dans le lac du Val vraisemblablement en raison de zone de dépôt perturbée (position trop littorale et proche de l'exutoire de la séquence sédimentaire étudiée ?).

Un quatrième téphra, déposé durant le Dryas Récent, a été observé via un échantillonnage systématique. Les quelques toutes petites échardes analysables ont donné des compositions chimiques correspondant à celle du Vedde Ash provenant d'Islande. Sa présence a récemment été confirmée dans des dépôts lacustres dans les Vosges, en Allemagne du Sud et en Suisse, mais il s'agit ici de son occurrence la plus Sud-Occidentale (Blockley *et al.*, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008).

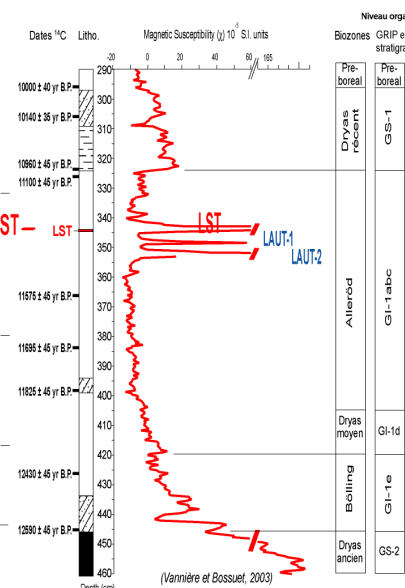
Par ailleurs, dans la séquence du lac Saint Point, un téphra correspond stratigraphiquement aux éruptions des volcans Pariou, Kilian et Vasset (Boréal, 9300 - 9180 ans ; Boivin *et al.*, 2004).



LAC D'ONOZ (560 m, Jura)
Lithologie et susceptibilité magnétique du sondage 5
(de 255 à 450 cm).



LE LAUTREY (788 m, Jura)
Lithologie et susceptibilité magnétique du sondage 6
(de 290 à 450 cm).



LAC DU GERZENSEE (603 m, BE CH)
Lithologie et Susceptibilité magnétique
du sondage GER V bis (380 à 460 cm)

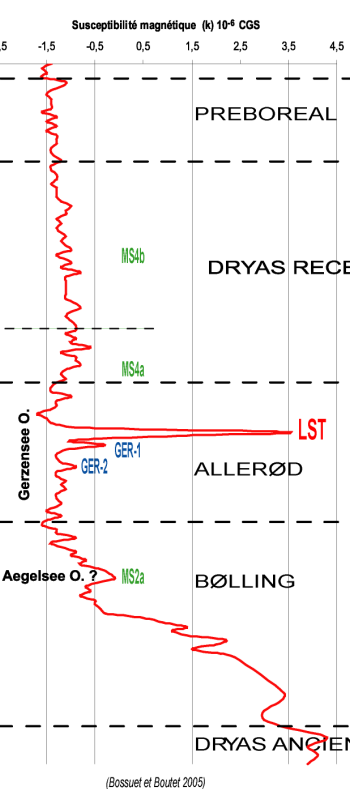


Figure 66 : Position stratigraphique des divers téphras tardiglaciaires présents dans le Jura.

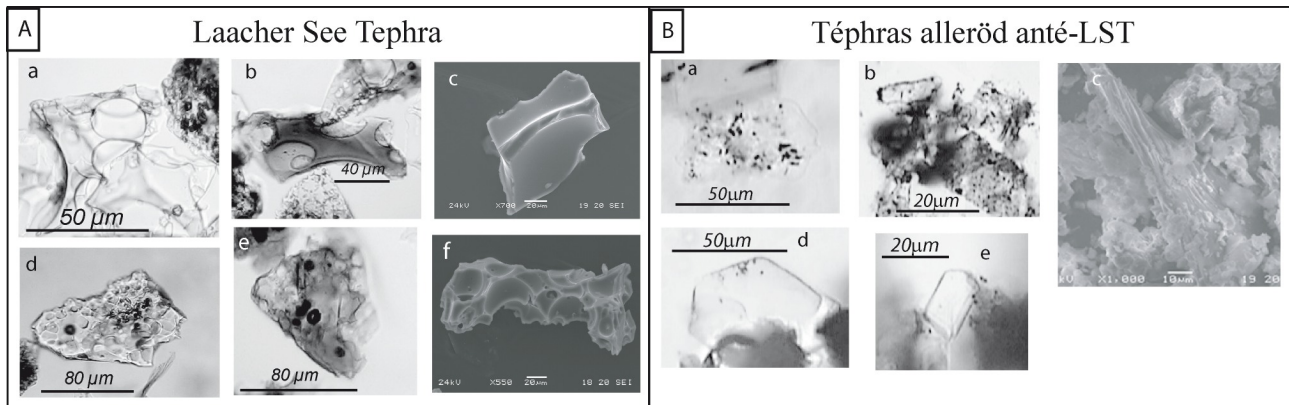


Figure 67 : Morphologie des échantillons de verre volcanique et phénocristaux caractéristiques du Laacher See Tephra et des éruptions anté-LST du Puy de la Nugère. A - Laacher See Tephra, a à f : échantillons de verre volcanique ; B – Téphras Allerød anté-LST, a à c : verre volcanique très altéré, d : mica, e : plagioclase

B. Massif des Vosges

Deux sites ont été étudiés dans le massif vosgien : le marais de la Maxe au nord (au sud-ouest de Schirmeck) et le lac de Sewen au sud (vallée de Masevaux) (figure 42). Dans ces deux sites, le Laacher See Tephra a été détecté et caractérisé minéralogiquement (nature des phénocristaux) et géochimiquement (chimie des échantillons de verre volcanique) (Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Develle *et al.*, soumis). Les mêmes types d'échantillons de verre volcanique (incolores ou brunes, à grosses ou petites vacuoles) sont observés dans les deux sites, mais leurs proportions ne sont pas identiques (figure 68). Une différence est aussi observée dans la composition géochimique des échantillons de verre, permettant de relier chaque dépôt à l'une ou l'autre des trois phases éruptives comprises dans le LST. Les données géochimiques témoignent d'une appartenance des cendres analysées aux phases MLSTB, MLSTC et ULST ce qui précise les résultats obtenus par Bogaard & Schmincke en 1985. En effet, dans ce travail, seules les phases MLSTA et ULST semblaient avoir une occurrence dans les régions situées au sud du massif de l'Eifel (figure 69).

Un autre téphra a été détecté et caractérisé dans les dépôts du Dryas Récent de ces deux sites vosgiens (figure 68). Bien que les morphologies des échantillons de verre de ces niveaux ne sont pas totalement identiques entre les deux sites, leur analyse chimique permet d'attribuer ce téphra au Vedde Ash (figure 70).

Les résultats obtenus dans les massifs du Jura et des Vosges (figure 71) offrent donc pour la première fois un « pont » chronologique supplémentaires entre les séquences sédimentaires centre-européennes et celles situées plus à l'ouest.

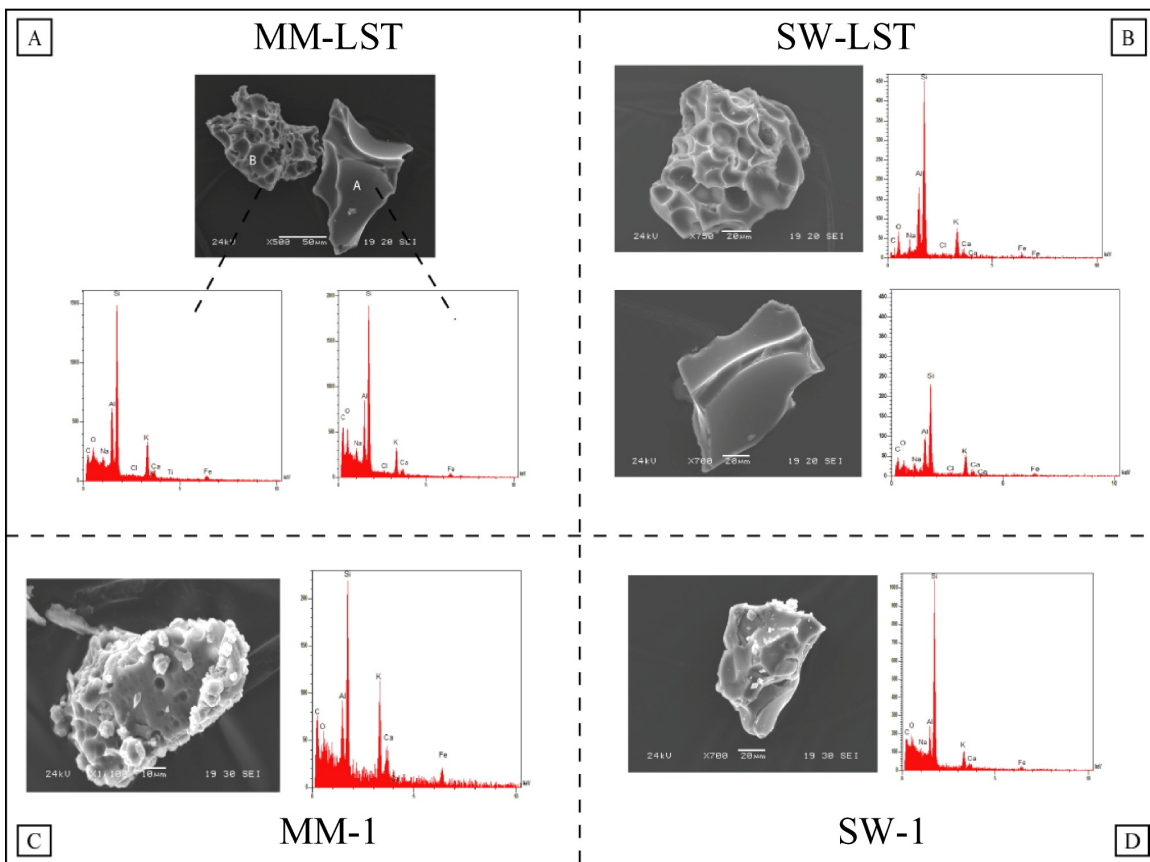
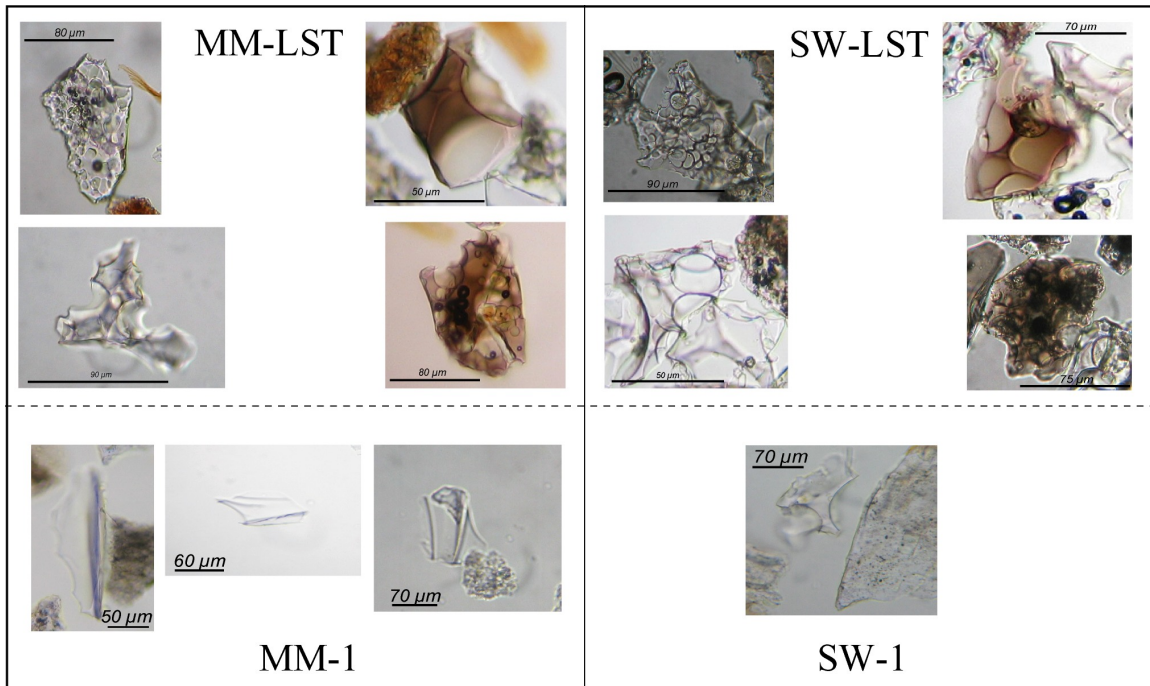
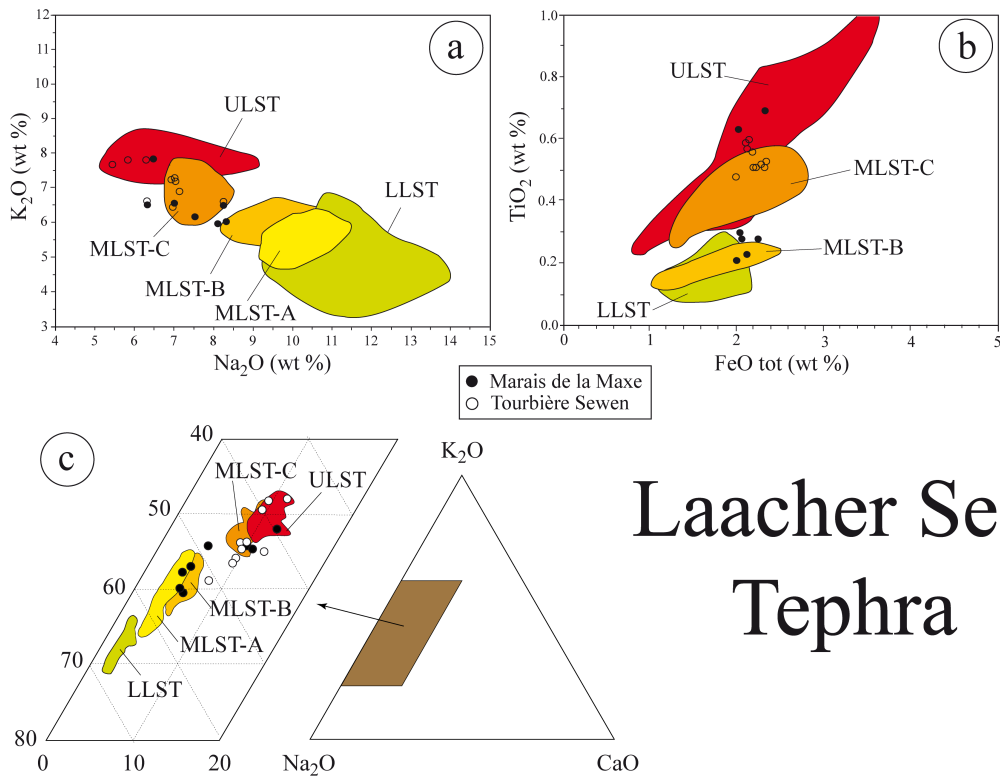


Figure 68 : Morphologie des échantillons de verre volcanique du Laacher See Tephra (MM-LST et SW-LST) et du Vedde Ash (MM-1 et SW-1) dans les sites vosgiens (microscopie optique et MEB).



Laacher See Tephra

Figure 69 : Composition chimique des échantillons de verre volcanique du LST au Marais de la Maxe et dans la tourbière du lac de Sewen.

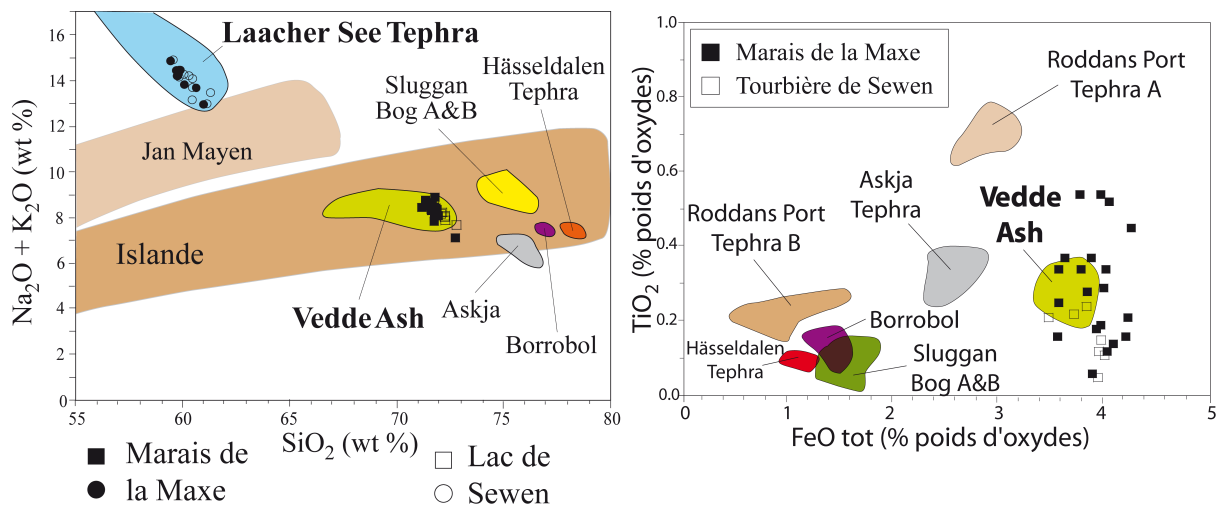


Figure 70 : Composition chimique des échantillons de verre volcanique du Vedde Ash au Marais de la Maxe et dans la tourbière du lac de Sewen.

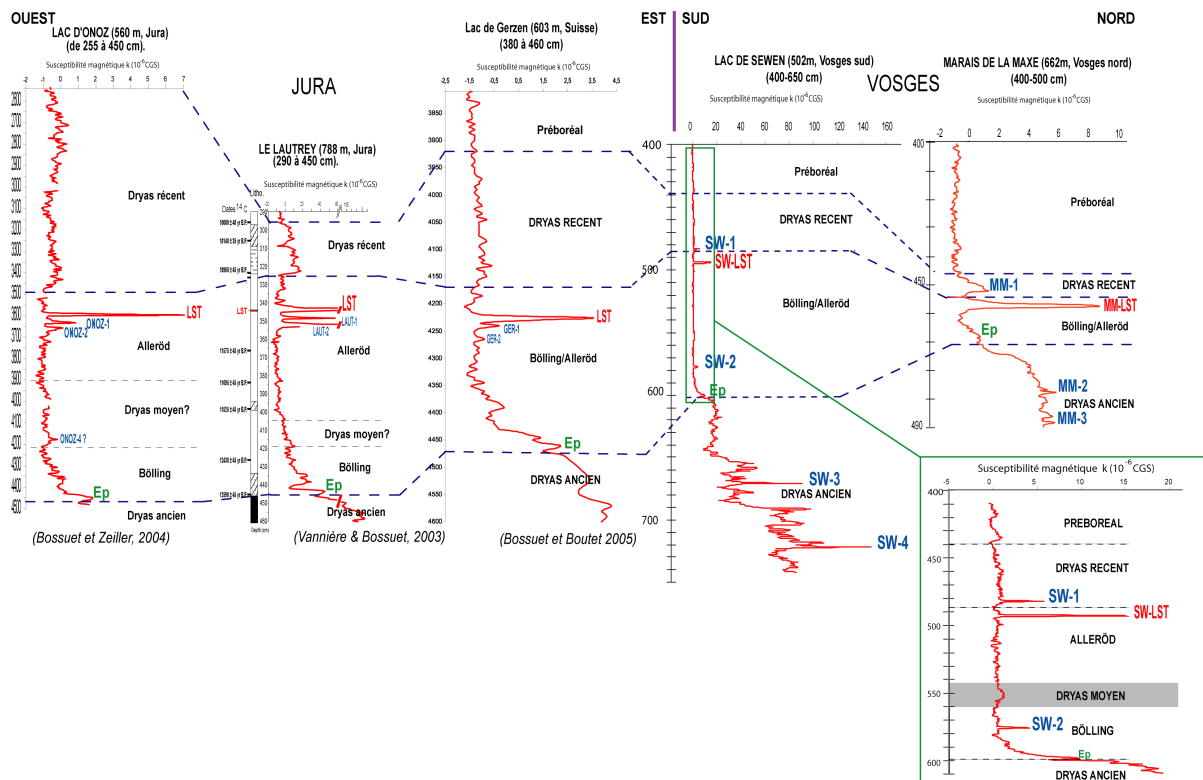


Figure 71 : Corrélation des téphras tardiglaciaires du Jura aux Vosges.

C. Cantal

Le site de la tourbière de Peyre est situé sur la bordure est du Massif Central. Trois téphras (Pey422, Pey496,5 et Pey535) y ont été détectés et observés en microscopie optique et électronique (Miras *et al.*, 2005, 2006) (figure 72). Le plus jeune de ces dépôts a été daté à 7668-7566 ans ¹⁴C cal. BP (âge obtenu sur la tourbe contenant le téphra). Les deux autres sont respectivement âgés d'environ 9308-9188 ans ¹⁴C cal. BP et 10161-10034 ans ¹⁴C cal. BP (âges estimés en prenant un taux de sédimentation constant entre deux niveaux de tourbe datés par radiocarbone).

Ces âges permettent dans un premier temps d'associer le téphra Pey496,5 à l'activité du puy de Vasset et du cratère Killian et aux téphras trachytiques CF5, CF6 et CF7. Le téphra Pey535 peut être relié au téphra CF2 (Juvigné *et al.*, 1995 ; Boivin *et al.*, 2004 ; Vernet & Raynal, 2004 a, b et c). Le téphra Pey422 à un âge plus vieux mais proche de l'éruption Pavin-Montchal-Moncinieyre décrits par Juvigné *et al.* (1996). Ces associations ne sont pour l'instant qu'hypothétiques car (1) la téphrostratigraphie tardiglaciaire et holocène du Massif Central n'a pas encore été complètement reconstituée et (2) les analyses chimiques des échardes de verre des téphras Pey422,5, 496,5 et 535 ne sont pas encore réalisées. Celles-ci permettront de complètement caractériser ces dépôts et soit de les relier plus sûrement à des téphras déjà connus, soit de compléter la chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys pour cette période.

D. Toscane

Une étude similaire a été menée sur le site du Lago dell'Accesa où plus de 17 mètres de sédiments distaux, dont huit niveaux de téphra, ont été analysés (figure 73) (Magny *et al.*, 2006, 2007 a et b ; Millet *et al.*, 2007). La sédimentation observée a débuté au Dryas Ancien et s'est poursuivie jusqu'à l'Holocène récent. A partir de la composition chimique des échardes de verre, il a été possible de proposer une relation entre chaque téphra et un volcan source et une éruption, par comparaison avec les données existant dans la littérature (Delibrias *et al.*, 1979 ; Allen *et al.*, 1999 ; Di Vito *et al.*, 1999 ; Wulf, 2000 ; Wulf *et al.*, 2004). Mais, dans ce cas, la distinction entre téphras se fait à partir de compositions chimiques très proches d'un téphra à un autre (tableau I), ce qui implique de tenir aussi compte de leur position relative. Malgré cela, la présence de téphra et leur caractérisation a permis de palier l'absence de données radiochronologiques sur

certaines parties de la séquence.

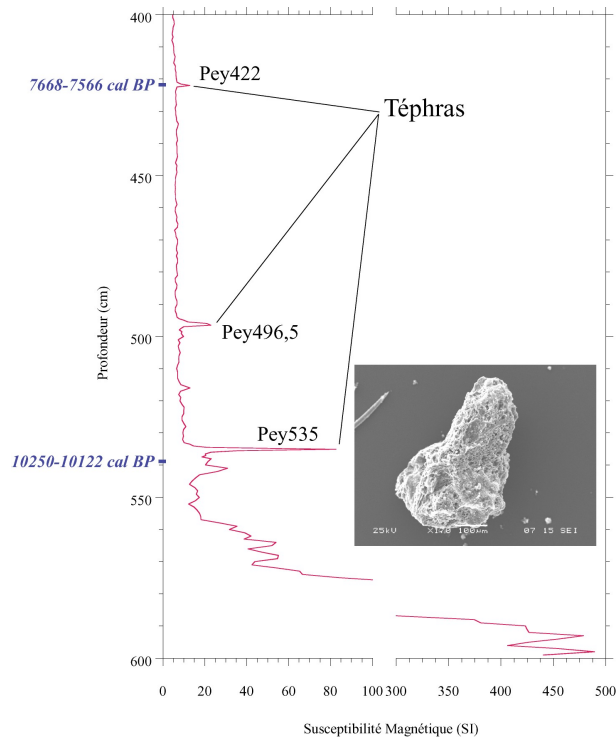


Figure 72 : Position stratigraphique des trois téphras observés dans le site de Peyre (Cantal).

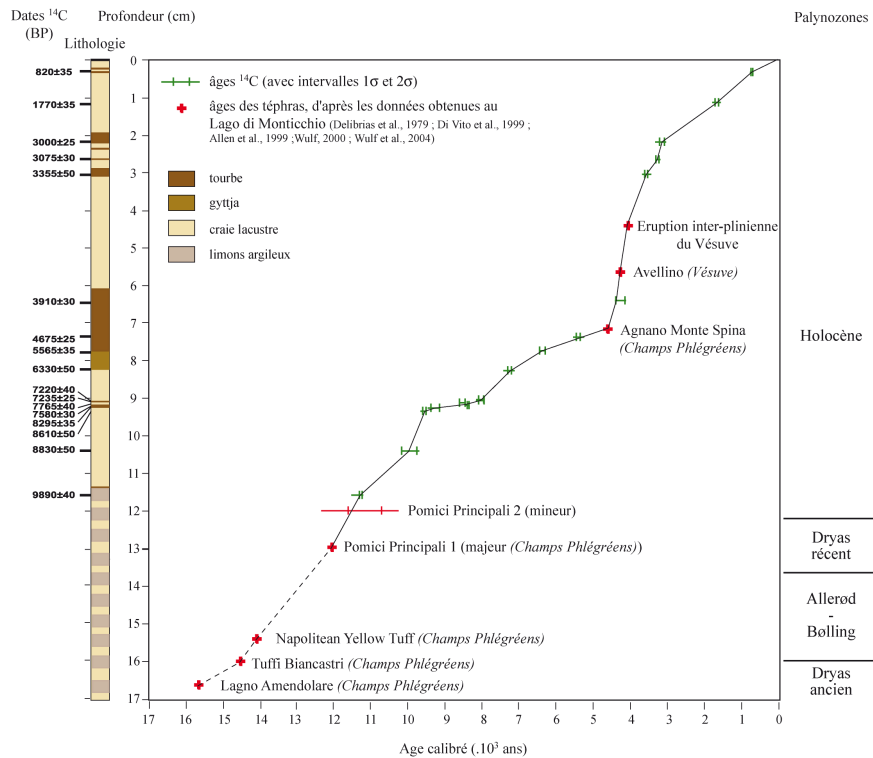


Figure 73 : Courbe âge-profondeur de la séquence littorale prélevée au lago dell'Accesa, et position des différents téphras reconnus.

Tableau 4 : Composition chimique des téphras reconnus au Lago dell'Accesa et comparaison avec les données de la littérature.

Téphra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	F	S	Cr ₂ O ₃	Total	Echantillon	Situation	Référence
AP5	54,51	0,71	19,47	6,26	0,2	1,26	5,28	5,36	6,93						100	III pr	affleurement	Rolandi et al., 1998
Idem	54,45	0,56	20,13	4,94	0,15	0,99	5,24	4,75	8,11	0,19	0,65	0			100	TM-3a	lacustre	Wulf et al., 2004
AP4	56,37	0,497	20,6	3,93	0,158	0,768	4,025	5,847	7,787						100	II pr	affleurement	Rolandi et al., 1998
Idem	56,25	0,45	20,24	4,27	0,14	0,75	4,34	4,74	8,21	0,15	0,61	0			100	TM-3b	lacustre	Wulf et al., 2004
AP3	56,97	0,37	20,81	3,51	0,16	0,67	3,53	5,173	7,77						99	I pr	affleurement	Rolandi et al., 1998
Idem	57,13	0,36	20,93	3,33	0,13	0,43	3,33	6,25	7,47	0,08	0,7	0,02			100	TM-3c	lacustre	Wulf et al., 2004
	56,81	0,37	20,86	3,36	0,17	0,66	3,41	5,84	7,56	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	505 cm	lacustre	Nos données
Avellino	55,91	0,13	23,44	1,43	0,11	0,06	1,64	8,83	7,82	0,03	0,4	0,49			100	TM-4	lacustre	Wulf et al., 2004
	54,93	0,18	22,99	1,38	0,12	0,08	1,73	8,98	7,56	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	98	573 cm	lacustre	Nos données
	59,91	0,51	18,06	3,53	0,12	0,69	2,33	5,22	9,61					0,04	100	AMS	affleurement	Siani et al., 2004
	59,38	0,57	18,02	3,74	0,17	0,52	2,59	4,41	9,60	0,24	0,68		0,01	0,08	100	140 cm	marin	Siani et al., 2004
	59,65	0,57	18,01	3,68	0,14	0,53	2,58	4,58	9,44	0,08	0,64		0,05	0,04	100	160 cm	marin	Siani et al., 2004
Agnano	58,78	0,55	18,05	4,00	0,19	0,56	2,67	4,60	9,61	0,19	0,73		0,04	0,03	100	175 cm	marin	Siani et al., 2004
Monte Spina	59,83	0,48	18,85	3,65	0,14	0,73	2,74	4,34	8,59	0,13	0,65	0,00			100	TM-5a	lacustre	Wulf et al., 2004
(1, 2 and 3)	60,74	0,46	18,76	3,31	0,13	0,60	2,48	4,30	8,56	0,10	0,69	0,00			100	TM-5b	lacustre	Wulf et al., 2004
	58,16	0,45	19,87	3,62	0,13	0,65	3,19	5,33	7,96	0,12	0,62	0,05			100	TM-5c	lacustre	Wulf et al., 2004
	60,80	0,47	18,74	3,23	0,15	0,58	2,24	5,09	8,16	0,09	0,59	0,00			100	TM-5d	lacustre	Wulf et al., 2004
	60,65	0,51	18,66	3,19	0,15	0,61	2,32	4,53	8,23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	714 cm	lacustre	Nos données
	60,06	0,3	20,63	2,24	0,13	0,16	2,42	5,59	8,03	0,05	0,51	0,01			100	TM-6a	lacustre	Wulf et al., 2004
Mercato	58,73	0,14	21,43	1,8	0,18	0,07	1,77	8,58	6,76	0,2	0,58	0,1			100	TM-6b	lacustre	Wulf et al., 2004
	56,28	0,72	18,12	5,06	0,17	1,16	4,02	3,86	9,49	0,31	0,70		0,05	0,05	100	305 cm	marin	Siani et al., 2004
	56,79	0,62	18,42	4,73	0,13	1,13	4,06	3,88	9,46	0,20	0,44		0,05	0,08	100	310 cm	marin	Siani et al., 2004
Pomici Principali	55,69	0,77	18,34	5,92	0,14	2,13	5,04	3,50	7,67	0,39	0,53	0,00			100	TM-7a	lacustre	Wulf et al., 2004
	58,38	0,49	19,78	4,17	0,13	1,00	3,50	3,89	9,02	0,16	0,62	0,00			101	TM-7b	lacustre	Wulf et al., 2004
	54,38	0,61	19,97	4,85	0,11	1,75	5,31	3,48	8,58	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	1200 cm	lacustre	Nos données
	55,84	0,69	18,56	4,62	0,12	1,1	4,24	3,84	9,79	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	1305 cm	lacustre	Nos données
	59,70	0,49	18,49	3,44	0,26	0,69	2,95	4,37	9,46	0,04	0,00		0,05	0,05	100	395 cm	marin	Siani et al., 2004
Neapolitan	61,66	0,43	18,35	2,87	0,15	0,44	2,18	4,91	8,49	0,05	0,62	0,00			100	TM-8a	lacustre	Wulf et al., 2004
Yellow Tuff	56,77	0,60	18,51	5,32	0,14	1,63	4,83	3,50	8,00	0,36	0,44	0,00			100	TM-8b	lacustre	Wulf et al., 2004
	60,55	0,47	18,46	3,12	0,15	0,74	3,12	4,19	8,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	1542 cm	lacustre	Nos données
Tufi Biancastri	63,39	0,37	18,32	2,03	0,3	0,38	1,94	4,71	8,16	0,04	0,45	0			100	TM-9	lacustre	Wulf et al., 2004
	63,34	0,25	18,29	2,17	0,27	0,41	1,86	4,32	8,01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	99	1605 cm	lacustre	Nos données
	58,78	0,56	18,38	4,08	0,10	0,94	3,01	4,12	9,98					0,03	100	LAM white	affleurement	Siani et al., 2004
	59,07	0,61	18,45	4,16	0,09	0,73	3,15	3,92	9,78					0,04	100	LAM black	affleurement	Siani et al., 2004
Lagno Amendolare	58,77	0,58	18,29	3,90	0,12	0,84	3,02	4,33	9,36	0,15	0,58		0,01	0,04	100	434 cm	marin	Siani et al., 2004
	61,94	0,42	18,5	2,29	0,12	0,43	2,27	4,85	8,73	0,06	0,5	0			100	TM-10b	lacustre	Wulf et al., 2004
	60,46	0,46	18,49	3,82	0,15	0,82	2,98	3,97	8,3	0,14	0,53	0			100	TM-10d	lacustre	Wulf et al., 2004
	61,32	0,41	18,42	2,78	0,11	0,56	2,82	3,68	9,51	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	100	1660 cm	lacustre	Nos données

IV. Conclusion

L'âge estimé des **téphras Allerød anté-LST** présents dans les remplissages du Jura et du plateau Suisse permet de les considérer comme des produits générés par l'activité volcanique du Puy de la Nugère. Cependant, le verre volcanique, altéré, ne peut être utilisé pour confirmer ou non cette parenté. Dans le cortège de phénocristaux, beaucoup de minéraux semblent aussi altérés. Parmi eux, l'olivine magnésienne, le spinelle, l'albite, l'orthose, le mica blanc et le sphène, bien que présents dans ces niveaux de téphras, ne proviennent pas de l'évolution du magma dans la chambre magmatique et ne permettent donc pas de caractériser le ou les volcans sources. L'origine de ces minéraux pose problème. Ils pourraient provenir du socle de la Chaîne des Puys pulvérisé lors de la phase phéatomagmatique initiale de l'éruption du Puy de la Nugère et/ou d'un autre socle, par apport éolien. Cette dernière hypothèse pourrait être confortée par la présence, sur le plateau Suisse, de dunes et limons éoliens d'origines jurassienne et alpine, d'âge tardiglaciaire, et de la présence de particules éoliennes dans des dépôts tourbeux et lacustres du même âge. Mais les minéraux « non volcaniques » présents dans les deux téphras sont différents de ceux caractérisant les particules éoliennes d'origine alpine dans lesquelles on observe de l'amphibole par exemple. L'hypothèse d'une origine liée au socle pulvérisé lors de la phase phéatomagmatique semble donc plus vraisemblable, d'autant plus que des éléments du socle granitique sont observés dans les premiers dépôts de l'éruption du Puy de la Nugère (Boivin *et al.*, 2004).

Les phénocristaux caractéristiques des téphras attribués au Puy de la Nugère sont un clinopyroxène,

une amphibole brune et des plagioclases (Boivin *et al.*, 2004). Le clinopyroxène, peu présent dans les téphras anté-LST de l'étang du Lautrey, montre une composition chimique certainement modifiée suite à sa probable altération ; il est lui-aussi inutilisable. L'amphibole brune est absente de nos dépôts. Il s'agit peut-être de la conséquence d'une altération poussée, d'un effet local de sédimentation ou, plus vraisemblablement, d'un tri par densité lors du transport puisque sa densité est nettement plus importante que celle des plagioclases (2,97-3,57 pour l'olivine ; 2,6-2,7 pour les plagioclases). En revanche, les plagioclases sont relativement abondants et intacts. Il s'agit de labrador (An_{52-58}) dans le téphra le plus vieux et de labrador et andésine (An_{43-52}) dans le téphra le plus jeune. Ces compositions sont compatibles avec celles des plagioclases présents dans les laves trachy-basaltiques et trachy-andésitiques de la Chaîne des Puys (Boivin *et al.*, 2004), et dans les téphras produits par le Puy de la Nugère dont le complexe téphrique CF1a/CF1b et le Téphra de Ravel (13180-13350 ans) qui est observé jusque dans le Haut Forez et le fossé de Limagne (Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné *et al.*, 1992). Le téphra le plus vieux correspondrait à une lave trachy-basaltique et le plus jeune à une lave plus évoluée, trachy-andésitique (figure 74). Dans la Chaîne des Puys, seul le Puy de la Nugère a émi des laves correspondant à tous les stades de mélange de deux magmas et dans lesquelles la nature du plagioclase évolue (Gourgaud & Camus, 1984). Nos données semblent donc confirmer que la phase phréatomagmatique de l'éruption du Puy de la Nugère est à l'origine des produits qui constituent les deux téphras. Les produits de cette éruption se seraient donc dispersés au-delà des Monts du Forez jusque dans le Jura où ils ne s'expriment plus que sous forme de cryptotéphras.

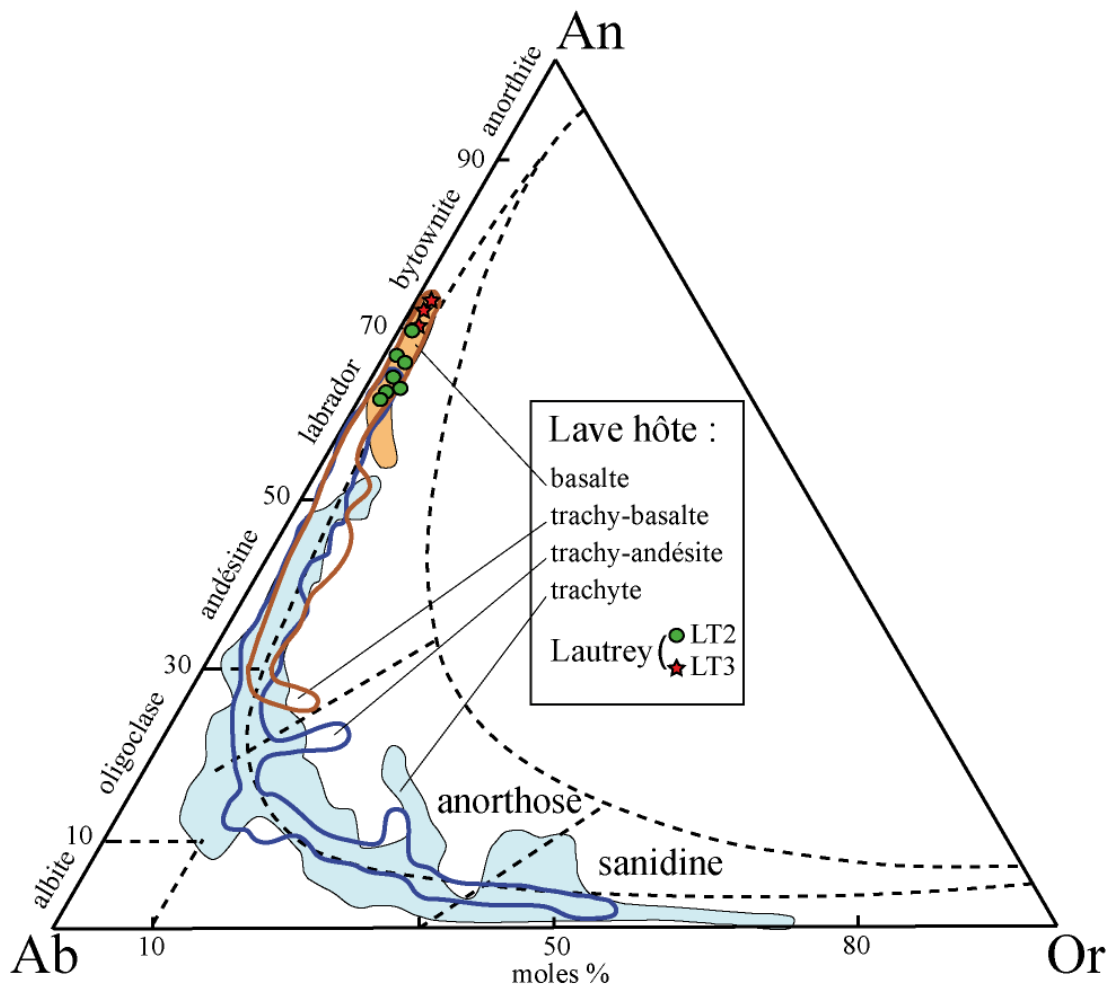


Figure 74 : Nature des plagioclases du Puy de la Nugère (Boivin *et al.*, 2004), en fonction de la lave-hôte, et position des plagioclases des téphras LT2 et LT3 pré-LST déposés dans la séquence du Lautrey dans un diagramme Ab-An-Or.

La présence de téphras provenant de la Chaîne des Puys a déjà été suspectée dans des enregistrements alpins tardiglaciaires et holocènes (Martini, 1970), mais leur caractérisation reposait alors sur des cortèges de minéraux lourds. En revanche, dans la séquence sédimentaire tardiglaciaire du Lac d'Annecy, Nomade (2005) a observé un téphra montrant une composition trachytique (J. Nomade & A. Brauer, communication personnelle). Le modèle d'âge présenté pour ce site permet de proposer un âge de 13 394-13 534 ans qui est compatible avec l'activité volcanique allerød du Puy de la Nugère. Le lobe de dispersion est donc beaucoup plus vaste que ne le laissaient supposer les téphras, visibles à l'oeil nu, décrites en Limagne et dans les Monts du Forez. Cela n'est guère étonnant puisque le Puy de la Nugère est le volcan de la Chaîne des Puys qui a produit le plus gros volume de cendres (Boivin *et al.*, 2004) et que les téphras observés dans le Jura sont des cryptotéphras. Cette dernière caractéristique rend l'enregistrement de ces téphras très capricieux, soumis à des effets de sédimentation locale qui rendent leur enregistrement très hétérogène d'un site à un autre et au sein d'un même site.

L'éruption du Laacher See a généré trois nuages de dispersion majeurs, eux-mêmes constitués de plusieurs phases éruptives (Lower-LST, Middle-LST-A, -B, -C (1, 2, 3) et Upper-LST). Depuis 1970, le LST a été identifié dans des séquences sédimentaires de l'est (Juvigné 1977 ; Schloss, 1979 ; Juvigné, 1980 ; van den Bogaard and Schmincke, 1985 ; Bossuet *et al.* 1997) et du sud-est (Martini, 1970 ; Wegmüller and Welten, 1973 ; van den Bogaard and Schmincke, 1985) de la France. Sa présence dans d'autres sites des Vosges et jusque dans le Jura permet de compléter l'extension de la limite ouest de son nuage de dispersion méridional proposée par van den Bogaard & Schmincke (1985). L'identification des phases les plus récentes du LST (MLST-B et -C et ULST) dans ces sites apporte des données nouvelles quant à la dispersion des différentes phases éruptives formant le nuage méridional puisque les données de van den Bogaard and Schmincke (1985) ne faisait apparaître que l'ULST dans sa partie occidentale alors que sa partie orientale comprenait les phases MLST-A et -C2. L'identification de plus d'une phase dans la partie occidentale de ce nuage montre que la distribution des phases éruptives est plus complexe que ce qui a été décrit jusqu'à maintenant. La même complexité a récemment été prouvée par Turney *et al.* (2006) pour le nuage de dispersion septentrional.

Le lac de Sewen ne semble pas avoir enregistré le passage de la phase MLST-B qui est par ailleurs présente dans les sédiments du marais de la Maxe, mais aussi plus au sud dans les lacs d'Onoz et de Gerzensee, et l'étang du Lautrey. Tous ces sites étant situés selon un axe nord-sud par rapport au massif de l'Eifel, on peut en conclure que l'absence d'échardes caractéristiques de la phase MLST-B dans le lac Sewen est certainement un artéfact dû au faible nombre d'analyses réalisées sur ce site (n<10).

Jusqu'à présent, le nuage de dispersion du **Vedde Ash** était limité à l'Irlande, l'Ecosse, aux Pays-Bas, à la Norvège, au Danemark, au sud de la Suède, à l'Ouest de la Russie et aux enregistrements marins nord-atlantiques (parmi d'autres : Wastegård *et al.*, 1998 ; Wastegård *et al.*, 2000 a et b ; Wastegård, 2002 ; Davies *et al.*, 2005 ; Turney *et al.*, 2006). Très récemment, Blockley *et al.* (2008) l'ont identifiée sous la forme d'un cryptotéphra dans les argiles varvées des lacs Soppensee (Suisse) et Rotmeer (Sud de l'Allemagne). L'identification du Vedde Ash dans deux sites du massif des Vosges, et probablement dans un site du massif jurassien, est actuellement la plus méridio-occidentale. Ces occurrences dans des régions très voisines montrent que la dispersion de ce téphra est bien plus étendue que ce qui a été suggéré jusqu'à présent (Davies *et al.*, 2005 ; Turney *et al.*, 2006). Sa détection dans les Vosges suggère que le Vedde Ash a vraisemblablement aussi été enregistré dans des séquences sédimentaires des régions voisines plus occidentales (Lorraine, Morvan, ...). Cette probabilité ouvre de nouvelles perspectives pour les études paléo-environnementales régionales qui y sont menées.

Les synthèses de Davies *et al.* (2005), Turney *et al.* (2006) et Wastegård (2005), et les résultats de Blockley *et al.* (in press) mettent en évidence une zonation chimique interne au nuage de dispersion sud-est de ce téphra : les composants basaltiques et rhyolitiques sont trouvés ensemble dans des séquences sédimentaires terrestres jusque dans le nord de l'Ecosse et dans le sud-ouest de la Norvège (Mangerud *et al.*, 1984 ; Grønvold *et al.*, 1995 ; Davies *et al.*, 2001). Dans ces enregistrements, la proportion entre les échardes rhyolitiques et basaltiques varie. Plus au sud, en Irlande, dans le sud de l'Ecosse, aux Pays-Bas, en Allemagne, en Suisse, dans le sud de la Suède et l'ouest de la Russie, les occurrences du Vedde Ash ne contiennent que des échardes de verre de composition rhyolitique (Wastegård *et al.*, 2000a ; Wastegård *et al.*, 2000b ; Davies *et al.*, 2005 ; Turney *et al.*, 2006 ; Blockley *et al.*, 2008). Les dépôts observés dans les

sites du lac de Sewen et du Marais de la Maxe confirment cette zonation. Pour l'expliquer, Davies *et al.* (2005) mettent en avant les deux principales méthodes de séparation employées (séparation magnétique ou séparation par densité). Selon eux, la séparation par densité ne permet pas d'isoler les écharde de verre basaltique des autres constituants minéraux du dépôt. Mais cette explication ne peut être retenue dans certains sites où seul le terme rhyolitique a été observé suite à l'utilisation d'une séparation magnétique. Dans nos deux sites vosgiens, nous avons aussi analysé les refus de séparation obtenus. Ils ne contiennent aucune écharde de verre basaltique. Il semblerait donc que la zonation chimique observée au sein du nuage de dispersion sud-est du Vedde Ash soit dû à un autre phénomène. Les particules de verre volcanique ont pu être triées par densité durant leur transport éolien, les écharde basaltiques étant plus denses. Mais on peut aussi émettre l'hypothèse selon laquelle le Vedde Ash correspondrait à deux éruptions volcaniques, l'une rhyolitique, l'autre basaltique, si rapprochées dans le temps qu'elles ne sont pas stratigraphiquement distinguables dans les enregistrements étudiés jusqu'à présent. La puissance plus importante de l'éruption à caractère rhyolitique expliquerait sa répartition géographique plus vaste. Dans la littérature, la composition bimodale du Vedde Ash est expliquée comme le résultat soit de l'éruption synchrone de deux centres volcaniques islandais, le Katla et le Öraefajökull (Norðdahl & Hafliðason, 1992), soit d'au moins deux explosions de deux chambres magmatiques différentes appartenant au complexe volcanique Katla (Mangerud *et al.*, 1984 ; Lacasse *et al.*, 1995). Cette dernière proposition est tout-à-fait compatible avec la co-existence de deux nuages de cendres de compositions chimiques distinctes. Compte-tenu des faibles taux de sédimentation observés et du pas d'échantillonnage utilisés (généralement le centimètre, plus rarement le demi-centimètre) dans les enregistrements lacustres où le Vedde Ash bimodal a été identifié, ces deux nuages ne forment finalement qu'un dépôt unique.

L'étude à haute résolution des séquences sédimentaires tardiglaciaire et holocène du **Lago dell'Accesa**, combinées à des datations radiocarbone, permet ici une corrélation directe entre la succession des téphras et la séquence d'événements climatiques (obtenue par le biais des pollens, des chironomes, des niveaux de lacs et du $\delta^{18}\text{O}$) qui caractérisent les seize derniers millénaires. Elle permet de proposer une chronostratigraphie-type utilisable pour l'étude de la sédimentation lacustre Tardiglaciaire à Holocène dans la moitié Nord de l'Italie (Magny *et al.*, 2006 ; Millet *et al.*, 2006 ; Drescher-Schneider *et al.*, 2007 ; Magny *et al.*, 2007).

Les études menées sur les téphras présents dans les sites cités ci-dessus permettent de mettre en évidence plusieurs résultats remarquables. Du point de vue méthodologique :

- l'utilité de la mesure de susceptibilité magnétique dans la détection des niveaux de cendres a été confirmée;
- la mise en place d'une chronologie climatique régionale grâce à la susceptibilité magnétique a, en outre, permis d'émettre de premières hypothèses quant à l'origine des niveaux de cendres représentés par les pics de haute susceptibilité magnétique ;
- néanmoins dans le site du Lago dell'Accesa situé en domaine carbonaté sous climat méditerranéen, il apparaît que le bruit de fond des mesures de susceptibilité magnétique rendent les pics de haute susceptibilité dus aux téphras plus délicats à distinguer.

Les résultats obtenus lors de l'étude de sédiments palustres et lacustres dans les massifs des Vosges et du Jura, et sur le plateau suisse montrent que ces régions ont bel et bien constitué une zone de passage de l'un des nuages de cendres issus du Laacher See et permettent de ce fait de définir le LST comme un repère fiable dans les sédiments de ces régions. La découverte inédite du Vedde Ash dans les massifs des Vosges et du Jura apporte des perspectives d'études très prometteuses d'identification de nouveaux marqueurs chronostratigraphiques pour l'Est de la France. L'étude des sédiments tardiglaciaires et holocènes du site de Peyre (Cantal) apporte elle aussi des perspectives prometteuses pour la téphrostratigraphie du Massif Central (figure 75).

L'approche plus systématique appliquée au site du Lago dell'Accesa montre, dans un contexte volcanique très actif, qu'il est possible d'utiliser la téphrostratigraphie pour palier l'absence de dates radiocarbone dans certains niveaux exempts de matière végétale datable. Elle permet de proposer une chronostratigraphie type utilisable pour l'étude de la sédimentation lacustre Tardi-glaciaire à Holocène dans la moitié Nord de l'Italie. Le seul bémol est parfois la trop grande similitude géochimique entre des niveaux de téphras d'âges différents mais provenant du même volcan source.

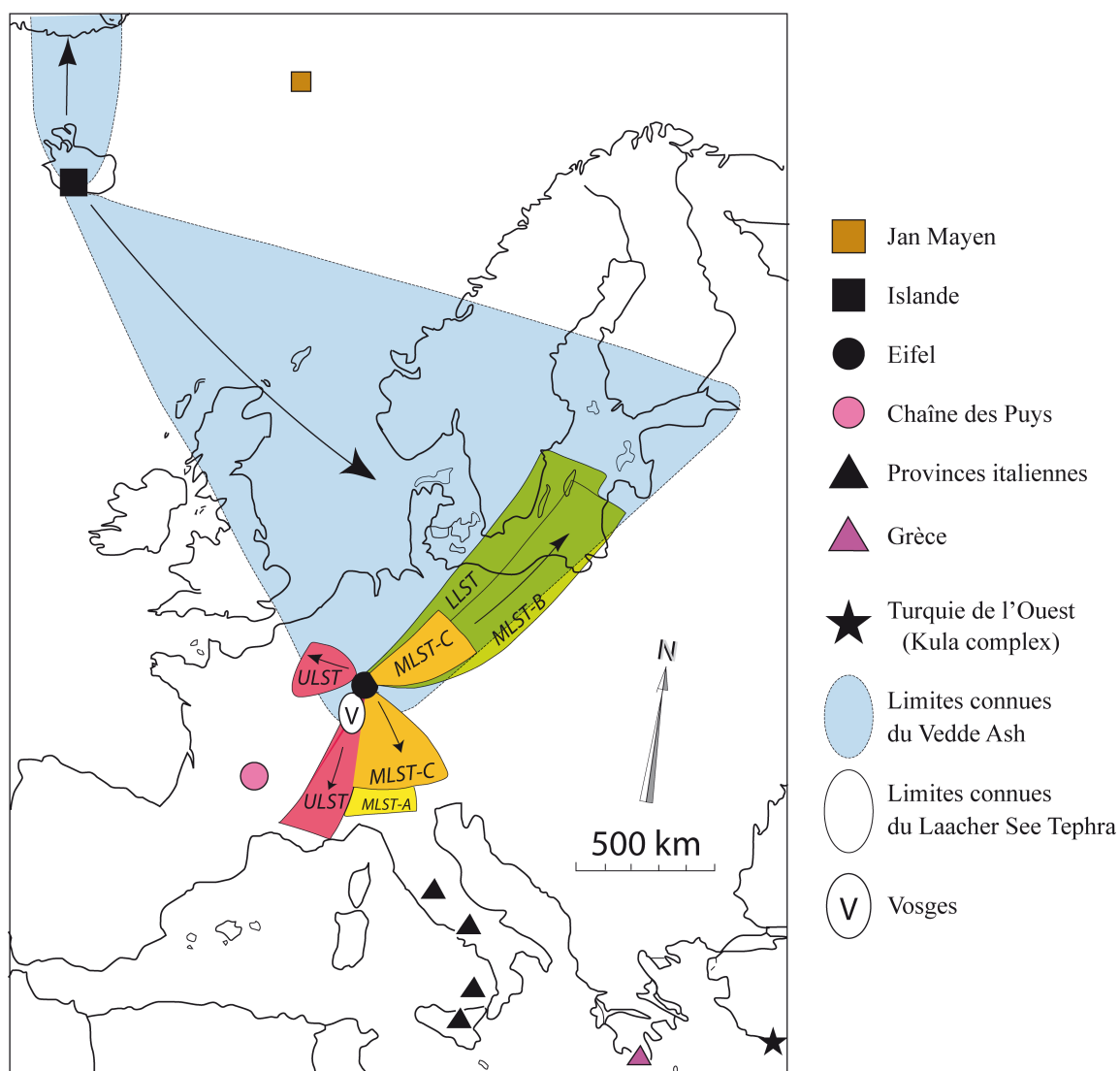


Figure 75 : Reconstitution des nuages de dispersion des cendres volcaniques du LST, du Vedde Ash et des téphras anté-LST du Puy de la Nugère.

Dans le même ordre d'idée, les résultats des analyses chimiques réalisées sur les éclaves de verre du Laacher See Tephra dans les massifs des Vosges, du Jura et du plateau suisse montrent qu'un même téphra peut montrer une légère variation de la chimie des verres. Cela peut être soit lié à la dynamique propre de la chambre magmatique (van den Bogaard & Schmincke, 1985 ; Harms *et al.*, 2004), soit un tri sélectif des éclaves fonction de la distance parcourue par le nuage de cendres avant le dépôt, soit un artéfact lié à l'analyse chimique d'une fraction granulométrique bien précise.



Références bibliographiques.

Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H.-W., Huntley B., Keller J., Kraml M., Mackensen A.,

- Mingram J., Negendank J.F.W., Nowaczyk N.R., Oberhänsli H., Watts W.A., Wulf S. & Zolitschka B. (1999) Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, **400**, 740-743.
- Birks H., Gulliksen S., Hafliðason H., & Mangerud J. (1996). New Radiocarbon Dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from Western Norway. *Quaternary research*, **45**, 119–127.
- Blockley S.P.E., Pyne-O'Donnell S.D.F., Lowe J.J., Matthews I.P., Stone A., Pollard A.M., Turney C.S.M. & Molyneux E.G. (2004). A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1952-1960.
- Blockley S.P.E., Lane C.S., Lotter A.F. & Pollard A.M. (2008) Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, **26** (25-28), 3030-3036.
- Boivin P., Besson J.-C., Briot D., Camus G., Goër de Hervé de A., Gourgaud A., Labazuy P., Larouzière F.-D. De, Livet M., Mergoïl J., Miallier D., Morel J.-M., Vernet G. & Vincent P.M. (avec la participation de S. Jannot et J.P. Raynal) (2004). *Volcanologie de la Chaîne des Puys (Massif Central Français)*, 4ème édition. Edité par le Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne, Château de Montlosier, Randanne, 63 970 Aydat. 180 pages.
- Bossuet G., Camerlynck C., Dabas M. & Martin M. (2000). Contribution des méthodes géophysiques (électrique, électromagnétique, radar-sol) à l'étude des dépressions lacustres. L'exemple du Lautrey (Jura, France). *Eclogae geologicae Helvetica*, **93**, 147-156.
- Bossuet G., Richard H., Magny M., & Rossy M. (1997). Nouvelle occurrence du Laacher See téphra dans le Jura central. Etang du Lautrey (France). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, **325**, 43-48.
- Brauer A., Endres C. & Negendank J.F.W. (1999). Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*, **61**, 17-25.
- Davies S., Branch N., Lowe J., & Turney C. (2002). Towards a European tephrochronological framework for Termination 1 and the Early Holocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 767-802.
- Davies S.M., Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., Lowe J.J., Pyne O'Donnell S. & Turney C.S.M. (2005). Detection of Lateglacial distal tephra layers in The Netherlands. *Boreas*, **34**, 123-135.
- Davies S.M., Wastegård S. & Wohlfarth B. (2003). Extending the limits of the Borrobol Tephra to Scandinavia and detection of the new early Holocene tephtras. *Quaternary Research*, **59**, 345-352.
- Davies S.M., Turney C.S.M. & Lowe J. (2001). Identification and significance of a visible, basalt-rich Vedde Ash layer in a Late-glacial sequence on the Isle of Skye, Inner Hebrides, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, **16**, 99-104.
- Davies S.M., Wohlfarth B., Wastegård S., Andersson M., Blockley S. & Possnert G. (2004). Were there two Borrobol Tephtras during the early Lateglacial period: implications for tephrochronology? *Quaternary Science Reviews*, **23**, 581-589.
- Delibrias G., Di Paola G.M., Rosi M. & Santacroce R. (1979). La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del Monte Somma. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **35**, 411-438.
- Develle A.L. (2006). *Détection, caractérisation et spatialisation des niveaux de cendres volcaniques tardiglaciaires dans le massif des Vosges*. Mémoire de Master 2 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 p.
- Develle A.-L., Walter-Simonnet A.V., Bossuet G., Bégeot C., Ruffaldi P., Simonnet J.-P., Rossy M. & Wackenheim C. (soumis). Laacher See Tephra and Vedde Ash in sequences from the Vosges mountains (Eastern France). Soumise à *Quaternary Science Reviews*.
- Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J. di Vito S., d'Antonio M., Pappalardo L. & Piochi M. (1999). Volcanism and deformation since 12 000 years at Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91**, 221-246.
- Drescher-Schneider R., de Beaulieu J.L., Magny M., Walter-Simonnet A.V., Bossuet G., Millet L., Brugiapaglia E. & Drescher A. (2007). Vegetation history, climate and human impact over the last 15 000 years at Lago dell'Accesa (Tuscany, central Italy). *Vegetation History and Archaeobotany*, **16**, 279-299.
- Dugmore A. J., Larsen G., & Newton A. J. (1995). Seven tephra isochrones in Scotland. *The Holocene*, **5**, 257-266.
- Etlicher B., Janssen C. R., Juvigné E., & Leeuwen J. F. N. v. (1987). Le Haut Forez (Massif Central, France)

- après le pléniglaciaire würmien: environnement et téphra du volcan de la Nugère. *Bulletin AFEQ*, **4**, 229-239.
- Federman A.N. & Carey S.N. (1980). Electron microprobe correlation of tephra layers from Eastern Mediterranean abyssal sediments and the Island of Santorini. *Quaternary Research*, **13**, 2, 160-171
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofman J. & Kaiser K.F. (1999). Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, **61**, 27-39.
- Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Hofman J., Spurk M., Kaiser K.F., Orcel C. & Küppers M. (2004). The 12,460-year Hohenheim Oak and Pine tree-ring chronology from Central Europe - a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. *Radiocarbon*, **46**, 3, v-1334, 1111-1122.
- Gourgaud A. & Camus G. (1984). Magma mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France) : role in the trachy-andesite genesis. *Bulletin Volcanologique*, **47**, 4, 781-805.
- Grønvold K., Oskarsson N., Johnsen S.J., Clausen H.B., Hammer C.U., Bond G. & Bard E. (1995). Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **135**, 149-155.
- Guichard F., Carey S., Arthur M.A., Sigurdsson H. & Arnold M. (1993). Tephra from the Minoan eruption of Santorini in sediments of the Black Sea. *Nature*, **363**, 610-612.
- Hajdas I., Ivy-Ochs S.D., Bonani G., Lotter A.F., Zolitschka B. & Schlüchter C. (1995). Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: 11,230 +/- 40 BP. *Radiocarbon*, **37**, 2, 149-154.
- Harms E, Gardner J. E. & Schmincke H. -U. (2004). Phase equilibria of the Lower Laacher See Tephra (East Eifel, Germany): constraints on pre-eruptive storage conditions of a phonolitic magma reservoir. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 1-2, 125-138.
- Juvigné E. (1977). La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **21**, 323-342.
- Juvigné E. (1980). Révision de l'âge des volcans de l'Eifel occidentale. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **24**, 345-355.
- Juvigné E. (1987). Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bulletin AFEQ*, **4**, 241-249.
- Juvigné E. (1991). Distribution de vastes retombées volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**, II, 415-420.
- Juvigné E., Bastin B., Delibrias G., Evin J., Gewalt M., Gilot E., & Streel M. (1995a) A comprehensive pollen end tephra-based chronostratigraphic model for the late glacial and Holocene period in the french Massif Central. *Quaternary International*, 113-120.
- Juvigné E., Kozarski S., & Nowaczyk B. (1995b). The occurrence of Laacher See tephra in Pomerania, NW Poland. *Boreas*, **24**, 225-231.
- Juvigné E., Kroonenberg S., Veldkamp A., El Arabi A. & Vernet G. (1992). Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire*, **3**, 137-146.
- Kromer B., Friedrich M., Hughen K.A., Kaiser K.F. Remmele S., Schaub M. & Talamo S. (2004). Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring Pine chronology. *Radiocarbon*, **46**, 3, v-1334, 1203-1209.
- Lacasse C., Sigurdsson H., Jóhannesson H., Paterne M. & Carey S. (1995). Source of ash zone 1 in the North Atlantic. *Bulletin of Volcanology*, **57**, 18-32.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M. & Negendank J.F.W. (2001). *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1233-1249.
- Lowe J., Hoek W. Z. & INTIMATE (2001). Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial/Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1175-1187.
- Lowe J. & Hunt J.B. (2001). A summary of terminology used in tephra-related studies. *In Tephras : Chronology, Archaeology*. Juvigné, E.T. & Raynal, J.P. (eds), Les Dossiers de l'Archéo-Logis, CRDP Clermont-Ferrand, **1**, 17-22.
- Magny M., de Beaulieu J.L., Drescher-Schneider R., Vannièrè B., Walter-Simonnet A.V., Miras Y., Millet L., Bossuet G., Peyron O., Brugiapaglia E. & Leroux A. (2007). Holocene climate changes in the central

- Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, **26**, 13/14, 1736-1758.
- Magny M., de Beaulieu J.L., Vannière B., Walter-Simonnet A.V., Drescher-Schneider R., Millet L., Bossuet G. & Peyron O. (2006). Climatic oscillations in central Italy during the Last Glacial-Holocene transition: the record from Lake Accesa. *Journal of Quaternary Science*, **21**, 4, 311-320.
- Magny M., Aalbersberg G., Bégeot C., Ruffaldi P., Bossuet G., Disnar J.R., Heiri O., Laggoun-Defarge F., Mazier F., Millet L., Peyron O., Vannière B., & Walter-Simonnet A.V. (2006). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 414-445.
- Mangerud J., Lie S.E., Furnes H., Kristiansen I. & Lomo L. (1984). A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, **21**, 85-104.
- Martini R. (1970). Recherche des retombées volcaniques quaternaires dans le sud-est de la France et la Suisse occidentale. *Archives des Sciences, Genève*, **23**, 641-674.
- Maury R. C., Brousse R., Villemant B., Joron J. L., Jaffrezic H., & Treuil M. (1980). Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bulletin de Minéralogie*, **103**, 250-266.
- Miallier D., Michon L., Evin J., Pilleyre T., Sanzelle S. & Vernet G. (2004 a). Volcans de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) : point sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine. *Comptes-Rendus Géosciences*, **336**, 1345-1353.
- Miallier D., Sanzelle S., Pilleyre T., Vernet G., Brugière S. & Danhara T. (2004 b). Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif Central, France). *Comptes-Rendus Géosciences*, **336**, 1-8.
- Millet L., Vannière B., Verneaux V., Magny M., Disnar J.R., Laggoun-Defarge 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., Surmely F., Murat R., Tzortzis S., Courtadon J.-L., Boudon P., Alexandre A., Mossand P., Savignat A., Delrieu F., Cantournet C., Phalip B., Chevalier P., Nicaud J., Walter-Simonnet A.V., Vannière B., Guenet P., Dousteysier B., Trescarte J., Cabanis M., Bossuet G., Murat R., Heinz C., Nicolas V., Liethoudt C. & Pion P. (2006). *Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal)*. Rapport terminal de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne. 118 pages.
- Miras Y., Surmely F., Murat R., Tzortzis S., Courtadon J.-L., Boudon P., Alexandre A., Mossand P., Savignat A., Delrieu F., Cantournet C., Phalip B., Chevalier P., Nicaud J., Walter-Simonnet A.V., Vannière B., Guenet P., Dousteysier B., Trescarte J., Cabanis M., Bossuet G., Murat R., Heinz C., Nicolas V., Liethoudt C. & Pion P. (2005). *Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal)*. Rapport intermédiaire de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne. 22 pages.
- Moscariello A., & Costa F. (1997). The upper Laacher See Tephra in lake Geneva sediments: paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **77**, 175-185.
- Nomade J. (2005). *Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire : implications pal oclimatologiques et paléohydrologiques*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1.
- Nor dahl H. & Hafli dason H. (1992). The Sk gar Tephra, a Younger Dryas marker in North Iceland. *Boreas*, **21**, 23-41.
- Peccerillo A. (2005). *Plio-Quaternary volcanism in Italy. Petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 365 pages.
- Pilcher J.R., Hall V.A. & MacCormac F.G. (1995). Dates of Holocene Icelandic volcanic eruptions from

- tephra layers in Irish peats. *The Holocene*, **5**, 103-110.
- Rolandi G., Petrosino P. & Mc Geehin J. (1998). The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **82**, 19-52.
- Schloss S. (1979). Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchung im Sewensee: ein Beitrag zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der Südvogesen. *Dissertationes Botanicae*, **52**, 138 pages.
- Schmidt R., Bogaard C. v. d., Merkt J., & Muller J.M. (2002). A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. *Quaternary International*, **88**, 45-56.
- Siani G., Sulpizio R., Paterne M. & Sbrana A. (2004). Tephrostratigraphy study for the last 18,000 ¹⁴C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 2485-2500.
- Simkin T. & Siebert L. (1994). *Volcanoes of the World, 2ème édition*. Géoscience Press in association with the Smithsonian Institution Global Volcanism Program, Tucson AZ, 368 pages.
- St. Seymour K., Christanis K., Bouzinos A., Papazisimou S., Papatheodorou G., Moran E. & Dénès G. (2004). Tephrostratigraphy and tephrochronology in the Philippi peat basin, Macedonia, Northern Hellas (Greece). *Quaternary International*, **121**, 53-65.
- Sullivan D.G. (1988). The discovery of Santorini Minoan tephra in West Turkey. *Nature*, **333**, 552-554.
- Turney C.S.M. (1998). Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **19**, 199-206.
- Turney C.S.M., Harkness D.D. & Lowe J.J. (1997). The use of microtephra horizons to correlate Late-glacial lake sediment successions in Scotland. *Journal of Quaternary Science*, **12**, 525-531.
- Turney C.S.M., Lowe J., Davies S., Hall V., Lowe D.J., Wastegård S., Hoek W.Z., & Halloway B. (2004). Tephrochronology of Last Termination Sequences in Europe: a protocol for improved analytical precision and robust correlation procedure (a joint SCOTAV-INTIMATE proposal). *Journal of Quaternary Science*, **19**, 111-120.
- Turney C.S.M., van den Burg K., Wastegård S., Davies S.M., Whitehouse N.J., Pilcher J.R. & Callaghan C. (2006). North European last glacial-interglacial transition (LGIT; 15-9 ka) tephrochronology: extended limits and new events. *Journal of Quaternary Science*, **21** (4), 335-345.
- van den Bogaard P. & Schmincke H. (1985). Laacher See tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 1554-1571.
- van den Bogaard P. (1995). ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of sanidine phenocrysts from Laacher See tephra (12,900 yr BP): chronostratigraphic and petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters*, **133**, 163-174.
- Vannière B., Bossuet G., Walter-Simonnet A.V., Ruffaldi P., Adatte T., Rossy M., & Magny M. (2004). High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **19**, 797-808.
- Vernet G. & Raynal J.P. (2004). Hommes et volcans en Basse Auvergne préhistorique. *Revue d'Auvergne*, **23** pages.
- Vernet G., Raynal J.P., Miallier D., Pilleyre T., Fain J., Sanzelle S. & Montret M. (1990). La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **310**, série II, 1077-1082.
- Vivent D. & Vernet G. (2001). Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France). In E. Juvigné & J.P. Raynal (eds), *Tephros, Chronology, Archaeology*. Les dossiers de l'Archéo-Logis, **1**, CDERAD éd., 255-262.
- Walter-Simonnet AV., Bossuet G., Develle AL, Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Magny M., Adatte T., Simonnet J.P., Rossy M., Vannière B., Thivet M., Millet L., Régent B. & Wackenheim C. (2008). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques Tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, **19**, 2, 117-132.
- Wastegård S. (2002). Early to middle Holocene silicic tephra horizons from the Katla volcanic system, Iceland: new results from the Faroe Islands. *Journal of Quaternary Science*, **17**, 723-730.
- Wastegård S. (2005). Late Quaternary tephrochronology of Sweden: a review. *Quaternary International*, **130**, 49-62.
- Wastegård S., Björk S., Possnert G. & Wohlfarth B. (1998). Evidence for the occurrence of Vedde Ash in Sweden: radiocarbon and calendar age estimates. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 271-274.
- Wastegård S., Turney C.S.M., Lowe J.J. & Roberts S.J. (2000 a). New discoveries of the Vedde Ash in

- southern Sweden and Scotland. *Boreas*, **29**, 72-78.
- Wastegård S., Wohlfarth B., Subetto D.A. & Sapelko T.V. (2000 b). Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into north-western Russia. *Journal of Quaternary Science*, **15**, 581-586.
- Wegmüller S. & Welten M. (1973). Spätglaziale Bimstufungen des Laacher Vulkanismus im Gebiet der westlichen Schweiz und der Dauphiné (Fr.). *Eclogae Geol. Helvetica*, **66**, 3, 533-541.
- Wulf S. (2000). *Des tephrochronologische Referenzprofil des Lago Grande di Monticchio*. Dissertation, GeoForschungsZentrum Potsdam, 125 pages + annexes.
- Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J., & Negendank J.F.W. (2004). Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International*, **122**, 7-30.
- Zanchetta G., Di Vito M., Fallick A.E. & Sulpizio R. (2000). Stable isotopes of pedogenic carbonates from the Somma-Vesuvius area, southern Italy, over the past 18 kyr: palaeoclimatic implications. *Journal of Quaternary Sciences*, **15**, 813-824.
- Zillén L., Wastegård S., & Snowball I. (2002). Calendar year ages of three mid-holocene tephra layers identified in varved lake sediments in west central Sweden. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1584-1591.
- Zolitschka B. & Negendank J.F.W. (1996). Sedimentology, dating and paleoclimatic interpretation of a 76.3 ka record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 101-112.
- Zolitschka B., Negendank J.F.W. & Lottermoser B.G. (1995). Sedimentological prove and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geologische Rundschau*, **84**, 213-219.

Chapitre 4

Perspectives de recherche

Le présent mémoire illustre par quelques exemples la capacité d'enregistrement des variations climatiques et de la présence anthropique de sédiments continentaux quaternaires provenant de milieux de dépôts variés, depuis le bassin versant jusqu'à l'estuaire. Cette capacité varie beaucoup d'un environnement de dépôt à un autre d'une part, et selon la taille et la géométrie d'un environnement d'autre part.

Au sein de cette thématique globale, mes perspectives de recherche actuelles sont centrées sur l'aspect minéral et géochimique des interactions Climat-Homme-Sédiment (paléoclimatologie et modalités de l'anthropisation du milieu naturel), du point de vue :

- des chroniques sédimentaires conservées dans les réceptacles que ce sont, entre autres dépôts continentaux, les tourbières, les lacs, les rivières et les fjords,
- et des dépôts isochrones que ce sont les téphras.

I. Chroniques sédimentaires tardiglaciaires et holocènes

A. Paléoclimatologie

Actuellement, en milieu continental et côtier, le cadre environnemental du Pléniglaciaire supérieur et du Tardiglaciaire, basé sur des études essentiellement palynologiques et lithostratigraphiques, demande à être précisé. Il s'agit donc d'étoffer ce cadre afin d'offrir des données environnementales précises, d'établir des référentiels régionaux et de les comparer avec les données paléoclimatologiques globales.

Le premier objectif de ce thème de recherche est d'établir une chronologie de la déglaciation en bordure des dernières calottes glaciaires en milieu continental franc (Vosges, Ardennes) et en domaine côtier (Ecosse) en combinant les dates radiocarbone, les évolutions des traceurs biotiques et les variations sédimentaires du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Outre l'établissement de références chronologiques très précieuses, ce type d'approche permet aussi d'observer dans le détail les périodes de changements climatiques et environnementaux et leur enregistrement dans différents milieux de sédimentation.

Le second objectif met l'accent sur l'ensemble de cette période par référence aux données acquises au Groenland, dans l'Atlantique, et dans le Sud de l'Europe. L'approche combine la palynologie, la minéralogie et la géochimie (éléments majeurs, en traces, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, isotopes radiogéniques) des sédiments, la paléohydrologie et l'étude de lames minces afin d'obtenir une estimation précise des différents flux et de leur variation au cours du temps.

Dans les années qui viennent, je vais axer ma participation à ce thème de recherche autour de l'enregistrement de la dernière déglaciation dans les fjords écossais et du Spitzberg, et les lacs et tourbières du Massif des Vosges. Ces études font l'objet de deux demandes de financement INSU « Sciences Terre » en 2009 (« Modalité et chronologie de la dernière déglaciation dans le massif vosgien », dir. A.V. Walter-Simonnet, et « Reconnaissance des variations climatiques holocènes à haute fréquence dans les fjords du Spitzberg », dir. A. Baltzer).

1. Modalités et chronologie de la dernière déglaciation dans les Vosges

La dernière déglaciation en Europe de l'Ouest

La chronologie de la dernière déglaciation et l'évolution des paléoenvironnements contemporains et postérieurs de cette période sont l'objet d'une multitude de travaux en Europe de l'Ouest. Dans l'Est de la

France, plusieurs sites ont été ainsi investigués dans et autour des massifs montagneux englacés durant le Würm. La chronologie et les modalités de la dernière déglaciation sont actuellement bien connues dans les massifs des Alpes et du Jura. Les nombreuses études paléoenvironnementales menées sur des lacs et tourbières de ces deux massifs ont permis des reconstitutions fines de l'évolution du climat et du paysage durant la fin du Pléniglaciaire et pendant le Tardiglaciaire débouchant in fine sur la quantification des variations paléoclimatiques intervenues durant ces périodes (i.e. Gaillard et Lemdahl, 1994 ; Wohlfarth *et al.*, 1994 ; Ammann *et al.*, 2000 ; Coope and Elias, 2000 ; Lotter *et al.*, 2000 ; Magny *et al.*, 2001 ; Vannièr *et al.*, 2004 ; Peyron *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2006 ; Ortu *et al.*, 2006).

Le massif vosgien occupe une position géographique intermédiaire entre ces massifs et les plaines où se sont déposés les loess quaternaires (Fossé rhénan, Fagnes Belges, Nord de la France, Pays-Bas, ...) (Sommé, 1990). Pourtant, alors que les témoins d'au moins trois glaciations successives y sont reconnus (Krittler, 1958 ; Tricart, 1963 ; Woillard 1978 ; Seret *et al.*, 1990 ; Flageollet, 2002 ; Andreoli *et al.*, 2006), leur chronologie est relative et les corrélations stratigraphiques reposent sur des bases incertaines. A cette complexité, s'ajoute l'existence d'une nomenclature régionale, difficilement comparable en l'état à la nomenclature alpine de référence sur ce sujet.

La dernière déglaciation dans le massif des Vosges

L'étude bibliographique montre, en ce qui concerne l'extension des appareils glaciaires du Würm et la chronologie de leur disparition dans le massif vosgien, que les données sont incomplètes et les conclusions des auteurs souvent divergentes. Si les travaux portant sur les témoins glaciaires et périglaciaires sur le versant occidental des Vosges permettent de reconstituer une image assez précise des caractéristiques de l'englacement du massif, cela n'est pas le cas sur le versant alsacien où les données recueillies sont encore très parcellaires (Flageollet, 2002 ; Andreoli *et al.*, 2006). Le manque de datations absolues et le fait que les deux versants n'ont pas les mêmes caractéristiques topographiques et climatiques rendent les comparaisons et reconstitutions encore plus hasardeuses.

Des interrogations subsistent aussi sur l'âge de la déglaciation définitive du massif. En effet, malgré la constitution d'un corpus riche d'environ 150 diagrammes polliniques réalisés principalement entre 1937 et 1985 (Hatt, 1937 ; Oberdorfer, 1937 ; Firbas *et al.*, 1948 ; Dresch *et al.*, 1966 ; Janssen et Janssen-Kettlitz, 1972 ; Teunissen & Schoonen, 1973 ; Janssen *et al.*, 1974, 1975 ; Darmois-Théobald *et al.*, 1976 ; Woillard, 1975 ; Schloss, 1979 ; Darmois-Théobald et Denèfle, 1981 ; De Valk, 1981 ; Janssen, 1981 ; Kalis *et al.*, 2006 ; Bick, 1985 ; Edelman, 1985) seuls quelques-uns d'entre eux présentent des données correspondant au Tardiglaciaire (figure 76). La majorité de ces études polliniques, réalisées avec un pas d'échantillonnage très lâche, ne s'intéressent qu'à la tourbe Holocène et ignorent le Tardiglaciaire détritique. Depuis ces années riches en études polliniques, peu de sites nouveaux ou anciens ont été étudiés ou réétudiés (de Beaulieu et Reille, 1992 ; Sudhaus, 2005 ; Goepp, 2007 ; de Klerk, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008a et b).

L'enregistrement pollinique de la Grande Pile (versant Sud des Vosges, figure 76) montre un dernier maximum glaciaire entre 25 ka et 15 ka BP, puis un retrait glaciaire débutant vers 15 ka BP (Woillard, 1978) alors que les travaux de Seret *et al.* (1990) le situent plus tôt. Par ailleurs, dans les quelques tentatives de synthèse existant, il est dit que les remplissages tourbeux de vallées ne débutent jamais avant 12 ka BP et que ceux des ombilics et fond de vallée sont toujours postérieurs à 9 ka (Hatt, 1937 ; Lemée, 1963 ; Tricart, 1963 ; Oschenbein, 1977 ; Flageollet, 2002 ; Andreoli *et al.*, 2006), alors que les jalons chronologiques, dates radiocarbone notamment sont rares, voire inexistantes. Certains auteurs avancent même l'hypothèse de glaciers présents dans les cirques jusqu'au Dryas Récent (11 - 10 ka BP ; Lemée, 1963 ; Tricart, 1963 ; Darmois-Théobald *et al.*, 1976), c'est-à-dire environ 6 ka après le retrait glaciaire définitif dans le Jura, à des altitudes semblables (Buoncristiani *et al.*, 2002 ; Magny *et al.*, 2006). Récemment, et suite à des datations par la méthode du ^{10}Be de roches moutonnées et blocs erratiques affleurant dans la vallée de la Wormsa (figure 76) Mercier *et al.* (1999) proposent que la dernière déglaciation se soit déroulée sur 5000 ans, en 5 stades répartis entre la fin du Tardiglaciaire ($11,5 \pm 1$ ka ^{10}Be) et le début de l'Holocène (Atlantique, $5,1 \pm 1,1$ ka ^{10}Be). Ces données et leur interprétation basée sur une méthode de datation encore expérimentale, plutôt surprenantes, singulariseraient le versant alsacien des Vosges par rapport à tous les massifs voisins.

Données acquises depuis 2005

Dans le cadre d'un projet intitulé « Reconnaissance, caractérisation et spatialisation des retombées de cendres volcaniques entre le massif vosgien et le nord des Alpes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène »

débuté en 2005 et de travaux de recherche de Master 1 et Master 2 (Develle, 2006 ; Corgini, 2008), nous avons travaillé sur les séquences sédimentaires de remplissages des tourbières entourant le lac de Sewen (altitude : 500 m) et du Marais de la Maxe (altitude : 656 m) (figures 76 et 77).

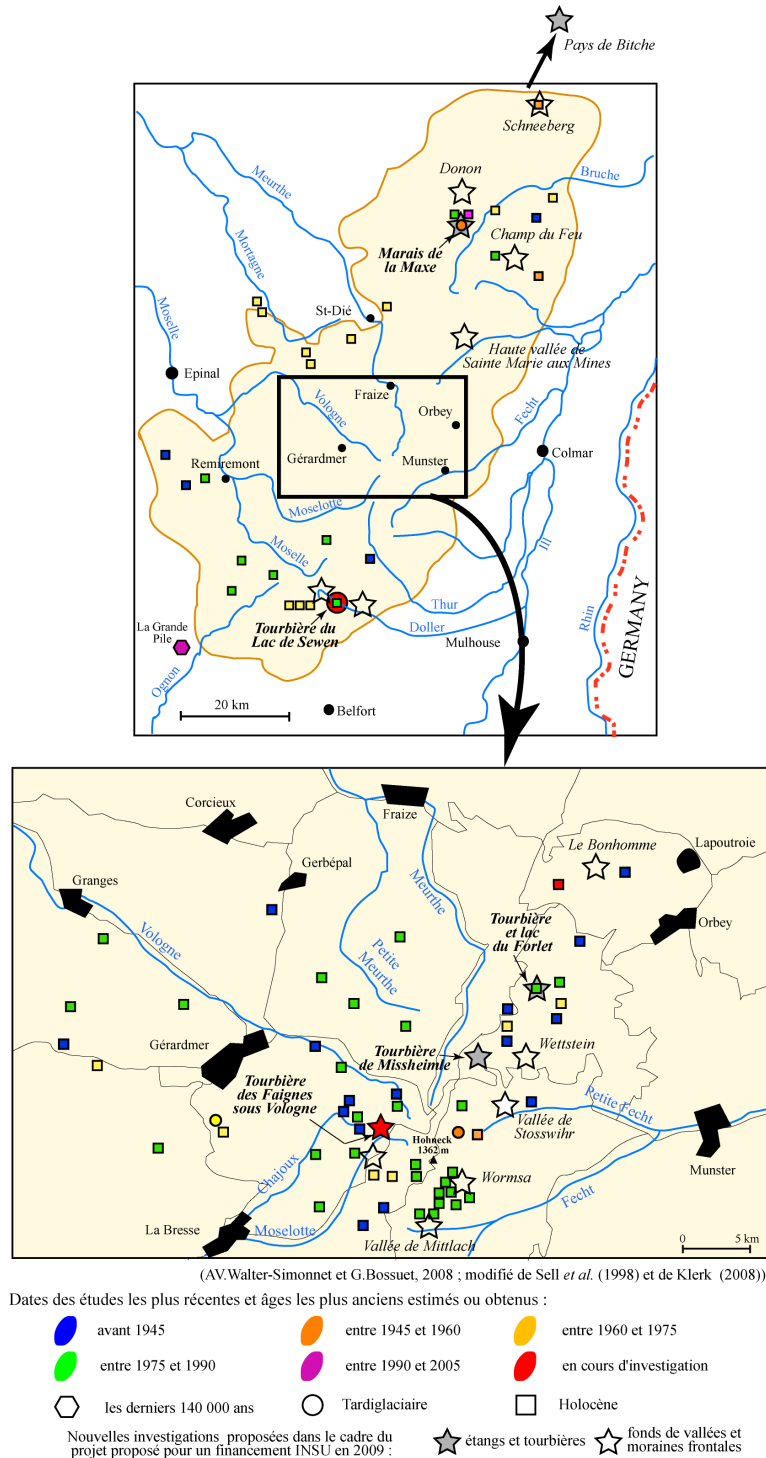


Figure 76 : Sites investigués dans le cadre du projet présenté à l'INSU en 2009.

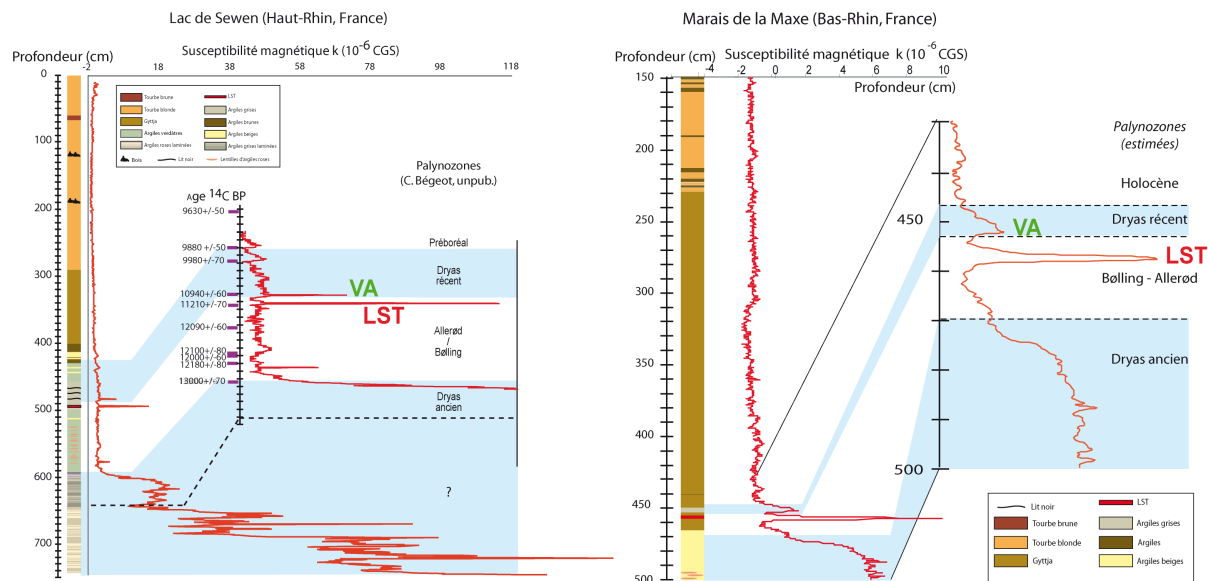


Figure 77 : Epaisseur et âge des remplissages de la tourbière du lac de Sewen et du Marais de la Maxe.

Deux niveaux de téphras caractéristiques du Tardiglaciaire sont parfaitement enregistrés dans ces deux remplissages : le Laacher See Tephra, daté à 12880 ans varves (fin de l'Allerd) et le Vedde Ash daté à 12000 ans calibrés (Dryas Récent) (Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008b). La séquence sédimentaire de la tourbière du lac de Sewen a en outre été datée par le radiocarbone et des analyses polliniques réalisées à un pas de 5 cm. Les résultats montrent que la sédimentation y débute avec certitude pendant le Dryas Ancien. Bien que moins épaisse et concernant un site de superficie très réduite, la séquence du Marais de la Maxe débute aussi durant cette période (figure 77). Par ailleurs, des cortèges polliniques tests réalisés dans les sédiments de fond de la tourbière de Faignes-sous-Vologne située en fond de vallée à une altitude de 950 m (figure 76) s'avèrent caractéristiques du Dryas Récent. Nos données, bien que ne documentant que 3 sites seulement, sont en contradiction avec les hypothèses développées jusqu'à présent, et démontrent, avec le recours à des protocoles analytiques adaptés, les potentialités du massif pour une étude approfondie de la fin de la dernière déglaciation.

Dans le cadre du projet présenté ici, nous nous proposons d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

Quelle a été la chronologie de la dernière déglaciation dans le massif vosgien ?

Y-a-t-il eu une influence de la dissymétrie topographique du massif sur le déroulement de la déglaciation ?

Quelles ont été les modalités de cette déglaciation ?

Quelles ont été les réactions des traceurs biotiques et abiotiques environnementaux ?

Le projet présenté ici est un projet sur 3 ans. Il bénéficiera en partie du travail d'un étudiant dont le sujet de thèse portera sur la caractérisation des cendres volcaniques tardiglaciaires et holocènes dans les Vosges, les Alpes, le Massif Central et le Sud de l'Ecosse. Ce sujet est déposé auprès du CNRS pour une demande de bourse BDI.

Sur la base des résultats obtenus depuis 2005 (Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2007 ; Corgini, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008a et b), nous nous proposons d'apporter des éléments de réponse aux questions posées plus haut en travaillant sur deux types d'objets distribués selon deux transects altitudinaux, l'un Nord-Sud, l'autre Est-Ouest. Les objets étudiés seront :

- (1) des remplissages sédimentaires et tourbeux de fond de vallées et juste en arrière de moraines frontales,
- (2) des séquences sédimentaires prélevées dans quelques lacs, étangs et tourbières.

Caractérisation des remplissages et séquences sédimentaires

Les séquences sédimentaires de lacs, étangs et tourbières

Les séquences sédimentaires étudiées dans le cadre de ce projet seront, du Nord au Sud du massif vosgien, une tourbière située en Pays de Bitche (env. 300 m d'altitude), le Marais de la Maxe (656 m), la tourbière et le lac du Forlet (1061 m) et la tourbière de Missheimle (950 m) situées sur le versant oriental, et la tourbière des Faignes-sous-Vologne (950 m) située sur le versant occidental. Les données obtenues seront comparées avec les résultats obtenus sur la tourbière du lac de Sewen (500 m) dont l'étude paléoenvironnementale est en cours (Corgini, 2008 ; Walter *et al.*, 2008a). Une campagne préliminaire de prospection géophysique (radar, sonar et SEISTEC) sera réalisée sur chaque site afin de choisir l'emplacement le plus favorable au carottage.

Les échantillonnages par carottages seront réalisés en partenariat avec les collectivités locales et notamment le Parc Naturel Régional des Vosges du Nord et le Parc Naturel Régional des Ballons des Vosges avec lesquels nous collaborons déjà.

Des datations radiocarbone, les cortèges polliniques, la susceptibilité magnétique, la spectrocolorimétrie, la granulométrie, la perte au feu, et la recherche de téphras seront réalisés conjointement sur ces 5 séquences. Ces analyses permettront une comparaison intersite entre séquences et une spatialisation des événements climatiques enregistrés. En revanche, seule une de ces 5 séquences (la plus complète) sera en plus utilisée pour les assemblages de chironomes, les quantifications climatiques, les analyses géochimiques (éléments majeurs et en traces) et minéralogiques (DRX) du sédiment.

Les remplissages de fonds de vallées et en amont de moraines frontales

La spatialisation de la déglaciation sera complétée par des datations radiocarbone effectuées sur les sédiments de fond échantillonnés dans divers remplissages de fonds de vallées et dépôts observés en arrière de moraines frontales. La datation de ces sédiments post-déglaciation et anté-tourbe permettra l'obtention d'une cartographie du retrait des glaces. Les séries de moraines choisies pour l'analyse de ces dépôts sont situées à différentes altitudes dans les vallées de la Doller (amont et aval du lac de Sewen), de Mittlach, de la Wormsa, de la Moselotte et de Stosswihr, autour du Wettstein, près du col du Bonhomme, dans la haute vallée de Saint Marie aux Mines, le Champ du Feu, autour du Donon, et le Schneeberg (figure 76).

Résultats attendus

Les résultats attendus sont :

1. Une chronologie et une spatialisation du dernier désenglacement du massif des Vosges
2. Une reconstitution de l'évolution paléoenvironnementale du massif des Vosges depuis ce désenglacement et jusqu'au début de l'Holocène
3. Une quantifications du climat durant cette période
4. Une comparaison de l'histoire de ce désenglacement dans les massifs des Vosges, du Jura et des Alpes, avec celle des loess périphériques grâce à des datations radiocarbone suffisamment nombreuse et le repère chronologique du Laacher See Tephra reconnu dans tous ces massifs de l'Est de la France, des Alpes au Hautes Fagnes belges (i.e. Wintle et Brunnacker, 1982 ; Boenigk et Frechen, 2001 ; Pissart, 2003 ; Kühn et Hilgers, 2005 ; Nomade, 2005 ; Pouclet *et al.*, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008b).

Participants

UMR 6249 Chrono-Environnement : A.V. Walter-Simonnet (dir. projet, sédimentologie, téphrochronologie), G. Bossuet (géophysique et propriétés magnétiques des sédiments), J.P. Simonnet (sédimentologie), C. Bégeot (palynologie), P. Ruffaldi (palynologie), L. Millet (chironomes), M.A. Heran (traitement statistique et spatialisation), O. Peyron (quantifications climatiques),

UMR 6143 M2C (Caen) : A. Baltzer (géophysique),

UMR 7619 Sisyphe (Paris VI) : C. Camerlynck (géophysique),

Institut für Botanik, Universität d'Innsbruck : J.N. Haas (palynologie),

CERPA, Université Nancy 2 : S. Occhietti (stratigraphie, géomorphologie, sédimentologie quaternaires),

Parc Naturel Régional Ballons des Vosges : C. Druesne, Y. Despert, K. Garès (chargés de mission),

SYCOPARC/Parc Naturel Régional Vosges du Nord : L. Duchamp (Conservateur de la Réserve Naturelle des Rochers et Tourbières du Pays de Bitche).

2. Reconnaissance des variations climatiques holocènes à haute fréquence dans les fjords du Spitzberg

Projet dirigé et rédigé par A. Baltzer (Université de Caen)

Une partie des travaux menés dans le laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (UMR6143) est consacrée à l'étude de l'impact des crises climatiques haute fréquence sur les environnements côtiers pendant l'Holocène. Les lochs du Nord Ouest de l'Ecosse et les zones estuariennes associées à des vallées incisées du système Manche, zones littorales « puits », susceptibles de piéger des volumes sédimentaires importants, à l'abri de l'action des houles et des tempêtes sont des lieux privilégiés pour de telles études. En effet, ces domaines permettent de faire la charnière entre « les études en zone continentale et les observations océaniques et/ou glaciaires autour d'évènements communs ».

L'objectif de ces travaux est de comprendre comment les variations climatiques à haute fréquence ont influencé les modalités de remplissage (sources, nature, rythme des flux sédimentaires) de ces systèmes, différenciés en particulier par leur latitude (56° Nord pour les lochs Ecosse et 48° N pour les estuaires du système Manche), c'est à dire par leur proximité des glaciers. Les différents résultats obtenus récemment dans les Lochs écossais, principalement à partir de données de sismique THR et de carottage, montrent qu'il est possible d'enregistrer de façon très précise les différentes crises climatiques post-dernier maximum glaciaire (Mokkedem *et al.*, 2007 ; Baltzer *et al.*, soumis ; Mokkedem *et al.*, soumis). A l'heure où le réchauffement climatique accélère les différents processus de déglaciation en Arctique (Zajaczkowski *et al.*, 2004 ; Ziaja, 2001), l'étude des remplissages sédimentaires des fjords du Spitzberg, constitue une opportunité exceptionnelle, à saisir. En effet, ils constituent des zones puits, situées en très haute latitude et donc directement au contact des glaciers.

Latitudes 48°-49° Nord : les estuaires du système Manche

Depuis le début des années 2000, l'étude du remplissage sédimentaire tardi-holocène (post-6500 BP) des systèmes estuariens dans le domaine de la Manche mettent en évidence que :

- ces systèmes estuariens enregistrent périodiquement des changements environnementaux rapides et majeurs,
- ces changements sont relatifs à des crises climatiques (augmentation de l'énergie de la houle / augmentation dynamique fluviale),
- ces crises climatiques dont la périodicité est de l'ordre de 1500 ans sont connues en domaines océaniques, et désignés sous le terme de "cycles de Bond".

Ainsi, les prismes sédimentaires côtiers estuariens enregistrent potentiellement des changements paléoenvironnementaux rapides liés à des crises climatiques globales : ces enregistrements sédimentaires estuariens doivent permettre par conséquent de mieux comprendre à quel rythme et comment s'opèrent les changements d'environnements majeurs en période interglaciaire. Enfin, les facteurs précis qui sont à l'origine de ces changements, bien qu'ils puissent être rattachés à des cycles climatiques rapides connus, ne sont cependant pas cernés. Il est probable qu'en milieu côtier, d'autres paramètres interviennent, en particulier les cycles tidaux long terme.

Latitude 56°-57°N : les lochs Ecosse

Des travaux récents dans les lochs Ecosse de la côte nord ouest Ecosse, menés dans le cadre d'une ACI CLIMAT (2003,2004,2005) et poursuivis dans le cadre d'une thèse (en cours) montrent qu'il existe un enregistrement très complet de la période post 18 000 ans. Les séries sédimentaires révèlent la présence des événements froids du Younger Dryas, 9500, 8200, 5900, et 2800 ans. Il est également possible de suivre le décalage d'enregistrement de ces événements, dans la tranche d'eau grâce aux foraminifères, et sur le continent grâce aux assemblages polliniques. Les Lochs écossais enregistrent ainsi non seulement les variations climatiques lors de la dernière période interglaciaire mais également durant la fin du maximum glaciaire.

Une nouvelle zone puits : les Fjords du Spitzberg (78°N)

La prospection de zones « puits en très haute latitude » pourrait nous permettre d'établir des comparaisons précises sur les différents types de remplissages sédimentaires. Ces fjords font déjà l'objet de

plusieurs études menées essentiellement par des norvégiens et des russes. Le programme Hydro flows initié par M. Griselin (Université de Franche-Comté) venant de recevoir le label IPY, vise à quantifier à partir de réseaux de capteurs (en remote et in situ sensing) et de prélèvements les flux liquides et solides d'un hydro-système polaire représentatif et d'en suivre la dynamique spatio-temporelle sur quatre ans (2006-2009), pour en comprendre la réactivité aux fluctuations climatiques contemporaines (40 ans). Ce projet consiste à établir une veille environnementale qui permettra d'appréhender différemment les processus et la spatialisation de l'information hydro-climatologique dans un contexte d'accélération de retrait glaciaire au Spitsberg.

Dans ce cadre, un programme de prospection (DAMOCLES - 2007/2008) a été mis en place au sein de l'UMR 6143 par J. Deloffre et R. Lafite (Université de Rouen) autour des flux sédimentaires dans les fjords d'Adventfjorden et de Kongsfjorden. La figure 78 illustre la situation des 2 fjords ayant fait l'objet de suivis hydrologiques et de turbidité à leurs embouchures. Le choix de ces sites avait été conditionné par des conditions logistiques, ainsi que par une proximité immédiate du glacier dans le cas de Kongsfjorden (glacier instrumenté par l'équipe de Griselin), et un fjord libéré des glaces en été dans le cas de Adventdalen.

Ces deux situations géographiques nous paraissent particulièrement intéressantes, car permettant d'évaluer directement la part de la sédimentation glacio-marine (O'Cofaigh *et al.*, 2001) et les événements de débâcle (Vidal *et al.*, 1997). Notre expérience acquise dans la connaissance des lochs écossais nous permet de penser que l'enregistrement sédimentaire préservé dans les fjords doit être particulièrement intéressant et permettrait de compléter nos travaux sur l'impact des variations climatiques sur les environnements côtiers depuis la dernière période glaciaire.

L'essentiel de notre approche serait basé sur une prospection du site par sismique THR et carottage. Une approche multidisciplinaire (géophysique THR, sédimentologie, pollens, foraminifères, téphras) est proposée ici, complétant les études actuelles menées à la périphérie de ces fjords par les équipes déjà existantes. Des efforts particuliers doivent être consentis sur l'analyse des enregistrements sédimentaires (faciès, bioécologie, chronologie, THR) pour mieux comprendre comment les facteurs locaux (hydrodynamiques notamment) et les propriétés bio-sédimentaires du milieu évoluent pendant ces changements. On peut également envisager que ce chantier, situé en domaine périglaciaire, donne lieu parallèlement à des travaux en modélisation physique telle celle que développe l'équipe "surfaces continentales" de l'UMR 6143, ceci afin de mieux quantifier les flux qui sont mis en jeu dans ces systèmes côtiers pendant les périodes de débâcle.



Figure 78 : Carte de localisation des 2 fjords Kongsfjorden et Adventdalen

La comparaison de ces systèmes de très hautes latitudes, à des zones de hautes latitudes (lochs écossais) ou de moyennes latitudes (estuaires de la Manche) devrait nous permettre de différencier les forçages climatiques et tectoniques et d'étudier en précisant particulièrement l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et du courant de la branche nord atlantique (NAD) (figure 79). Avec ce nouveau chantier (à très haute latitude), il pourrait ainsi être possible de voir la différence entre un enregistrement sédimentaire de la NAO dans deux configurations contraires : dans les fjords du Spitsberg et dans les estuaires de la Manche.

Enfin, ce chantier permettra également de déterminer l'influence de la circulation du North Atlantic Drift, qui est sensible directement dans les Lochs écossais, mais ne peut franchir le seuil de la latitude 60°N.

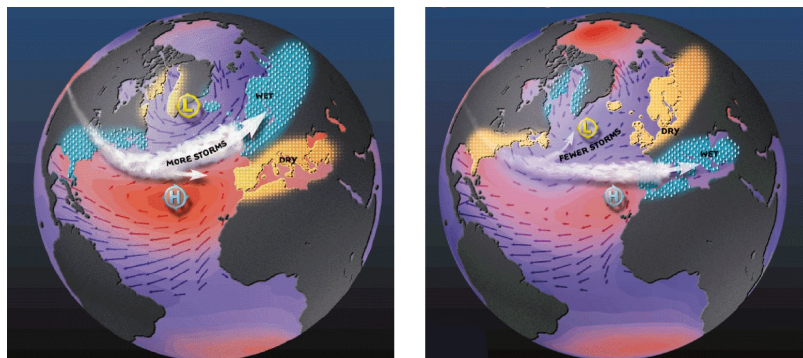


Figure 79 : Oscillation Nord Atlantique (<http://Ideo.columbia.edu/NAO/>)

Résultats attendus

Ces comparaisons à différentes latitudes doivent nous permettre de mieux comprendre les changements paléo-environnementaux enregistrés dans des zones charnières entre le domaine continental et côtier, depuis le dernier maximum glaciaire dans l'Atlantique Nord. L'étude de ces zones « puits » qui enregistrent de façon continue et complète les événements influençant ET le domaine marin ET le domaine continental, devrait permettre également de différencier l'impact des forçages tectonique et climatique, et préciser l'influence de la North Atlantic Oscillation (Hansen et Osterhus, 2000) et du North Atlantic Drift (Rasmussen et Thomsen, 2004).

L'impact des crises climatiques sur les domaines côtiers pendant l'Holocène constitue un axe de recherche prioritaire dans les hautes latitudes où le réchauffement climatique accélère les différents processus. Ainsi, l'étude des remplissages sédimentaires des fjords du Spitzberg, sous l'influence d'une déglaciation, semble une opportunité exceptionnelle.

Participants

UMR 6143 M2C (Caen) : A. Baltzer (dir. projet, géophysique), B. Tessier (sédimentologie),

UMR 6143 M2C (Rouen) : R. Lafite, J. Deloffre (dynamique des estuaires),

UMR 6249 Chrono-Environnement : A.V. Walter-Simonnet (sédimentologie, téphrochronologie),

LERMA, Intechmer (Cherbourg) : Y. Méar (sédimentologie),

LEMEL, Université Bretagne Sud : E. Goubert (micropaléontologie),

CRESCO, Muséum National (Dinard) : J. Fournier (biomorphologie, biosédimentologie).

B. Modalités de l'anthropisation du milieu naturel.

L'étude de l'impact de l'Homme depuis le Néolithique revêt une importance capitale pour l'interprétation des paysages actuels. Le forçage anthropique ainsi que les variations climatiques se traduisent par des modifications de la dynamique sédimentaire, lisibles dans les dépôts lacustres, palustres et estuariens, les transferts de matière des rivières, et l'évolution des sols. L'étude des séquences sédimentaires piégées dans les réceptacles lacustres ont permis la mise en évidence des mécanismes des changements écologiques

sous la double influence des facteurs naturels et anthropiques (Graffenstein *et al.*, 1999 ; Arnaud *et al.*, 2005 ; Magny, 2004 ; Magny et Bégeot, 2004).

Les données paléoenvironnementales, archéologiques et historiques acquises ces dernières années dans l'Est de la France, tendent à prouver qu'il existe plusieurs épisodes principaux d'emprise agricole (début du Néolithique, Age du Bronze Final, Moyen Age). Les variations de la densité de population qui se traduisent par des labours, des brûlis, des déforestations ont des conséquences directes sur la qualité de la couverture pédologique et entraînent des changements quantitatifs et qualitatifs de l'érosion des sols. Ces variations s'inscrivent dans les sédiments déposés, d'une part par des taux d'érosion variables, et d'autre part par des variations minéralogiques et chimiques de la composition de ces sédiments. Les recherches vont aujourd'hui beaucoup plus loin que ces épisodes principaux, et tendent à comprendre l'empreinte humaine sur l'évolution du paysage et le milieu naturel. Dans le cadre de l'étude des effets de l'anthropisation du milieu sur la sédimentation, ma participation concerne le site de Mathey-Mandeure, les mardelles de Lorraine, le massif des Vosges et les Hébrides internes. Mon implication dans ces travaux doit permettre de caractériser les signaux sédimentaires qui caractérisent les épisodes secondaires d'emprises ou de déprises agricoles afin d'obtenir une chronique des influences humaines sur l'environnement, intégrée dans le temps.

1. Mathey-Mandeure

Le site de Mathay-Mandeure (figure 4) est exceptionnel par la présence d'un sanctuaire et de l'un des plus grands amphithéâtres gallo-romains de France, mais aussi par sa richesse en restes archéologiques. L'implantation humaine gauloise et gallo-romaine y est enregistrée au travers de nombreux restes archéologiques et d'indices plus discrets mis à jour grâce, entre autres, à des méthodes d'exploration géophysique (Bossuet *et al.*, 2003, 2005 ; Marc *et al.*, 2007 ; Thivet, in prep.). Ces mêmes méthodes d'investigation ont fourni des données permettant d'étudier le fonctionnement de la plaine alluviale du Doubs. A titre d'exemple, les figures 80 et 81 montrent une carte de positionnement des anciens chenaux du Doubs dans les environs immédiats de Mandeure et un plan des ensembles monumentaux reconnus par la prospection géophysique aux abords du théâtre (Marc *et al.*, 2007). Les remplissages de la plupart de ces chenaux ont pu être datés relativement, ce qui a permis une reconstitution de la migration du chenal principal au cours de la période historique.

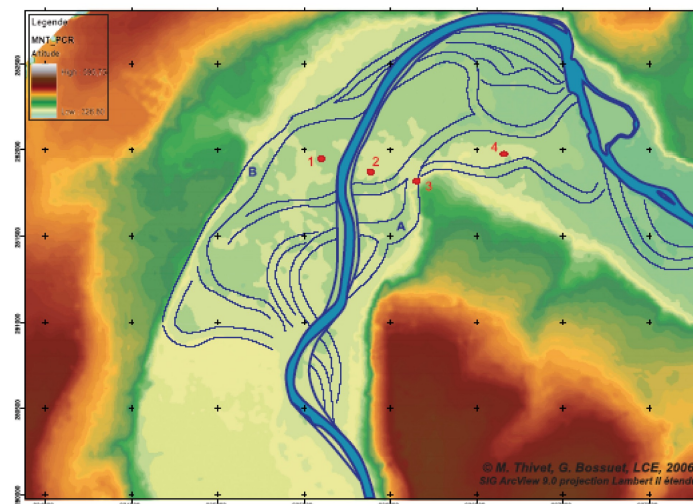


Figure 80 : Réseau paléohydrologique holocène du Doubs reconnu à Mandeure et Mathay (Doubs). D'après Bossuet *et al.* (2006).

Dans le cadre de l'étude de ce site, une coupe dans un ancien chenal passant aux pieds de l'amphithéâtre a été levée et échantillonnée via la réalisation d'une tranchée est-ouest réalisée dans l'axe de

l'amphithéâtre (figures 81 et 82). Une étude sédimentologique va être réalisée sur le matériel prélevé. Elle permettra de préciser les variations de qualité et quantité sédimentaire et de les relier à des événements climatiques et anthropiques particuliers.

Par ailleurs, afin d'améliorer la résolution spatiale des enregistrements des processus alluviaux et des aménagements anthropiques, et d'aller plus loin dans la compréhension de ces phénomènes et leur modélisation, un projet destiné à disposer d'une couverture micro-topographique de haute précision (acquisition de données LIDAR, dans le cadre de l'appel à projet Région en cours, via la MSH Ledoux) a été formalisé récemment. La reconnaissance de la paléo-hydrographie sera étendue à d'autres secteurs de la plaine amont et aval (communes de Mathay et de Bourguignon), où des traces d'aménagements de grande ampleur (drains, fossés, bassins) en rapport avec l'hydraulique ont été repérées, attestant de la volonté de gérer, dès l'époque antique, les contraintes du milieu à large échelle.

De façon complémentaire, un travail de thèse, débutant cette année, vise à intégrer dans le SIG élaboré dans le cadre du PCR Mandeure, avec le soutien de la CAPM, les données géophysiques et pédosédimentaires géo-référencées renseignant la distribution des formations superficielles et leurs caractéristiques. Ces cartographies devraient permettre d'identifier les évolutions qui ont pu moduler aux périodes historiques la physionomie de la plaine alluviale et d'apprécier leur influence éventuelle sur le mode d'organisation du parcellaire moderne.

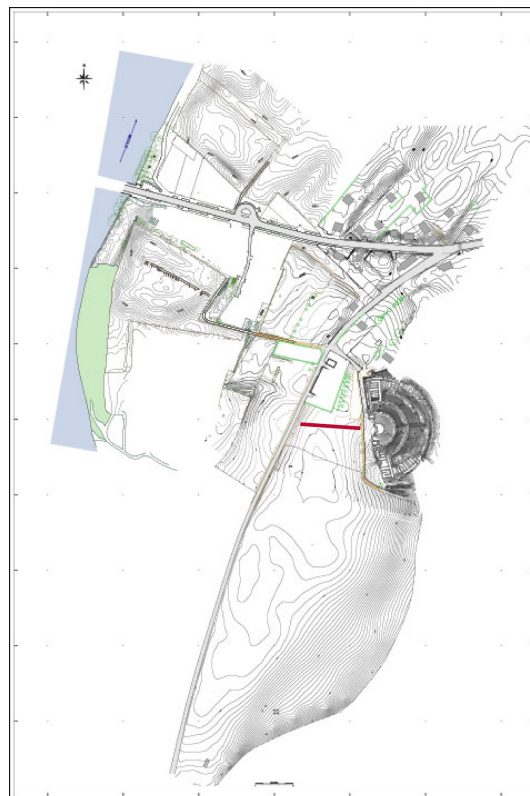


Figure 81 : Microtopographie du secteur du théâtre antique de Mandeure. Le trait rouge figure l'emplacement de la tranchée.

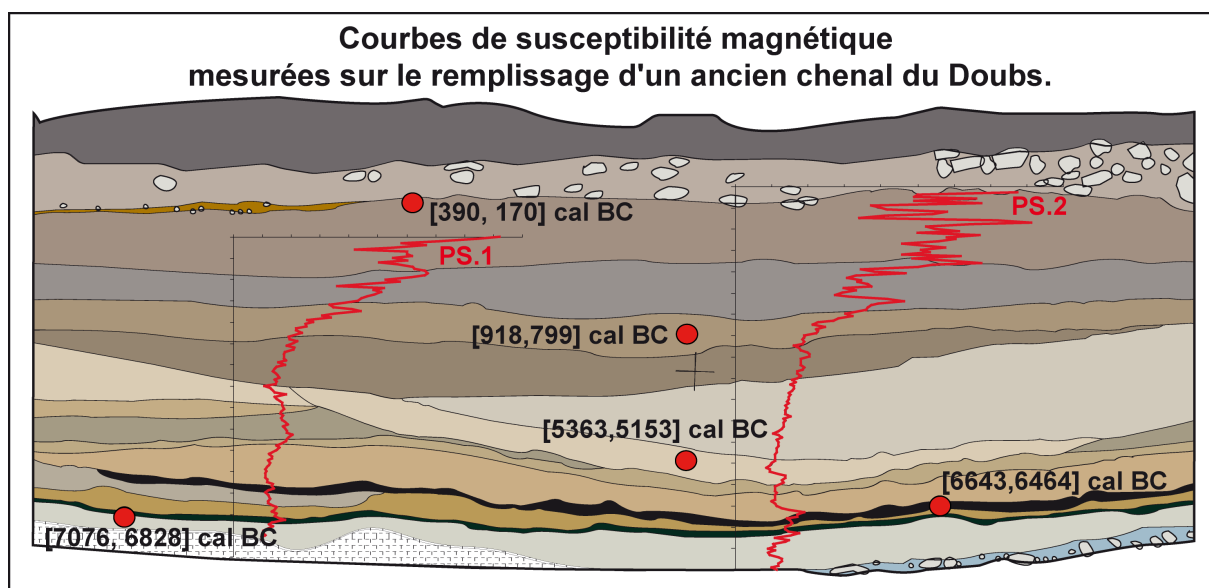


Figure 82 : Représentation schématique d'une partie du remplissage sédimentaire mis au jour dans la tranchée. Les courbes de susceptibilité magnétique (en rouge) sont représentées à l'endroit des deux carottages. Les points rouges figurent les échantillons utilisés pour la datation ^{14}C

2. Les mardelles de Lorraine

Au sein des forêts lorraines de chênaies-charmaies-hêtraies (Delafosse, 1948 ; Barth *et al.*, 1996 ; Ruffaldi *et al.*, sous presse) développées sur les terrains marneux gypsifères et salifères du Keuper au fil des siècles, des dépressions fermées, de forme ronde, ovale ou en goutte, sont observées (figure 83). Leur diamètre est en moyenne de 10 à 30 m pour une profondeur de 0,5 à 5 m. Communément appelées « mardelles », elles sont également décrites au Luxembourg (Thoen & Hérault, 2006), en Belgique (Munaut, 1967) et en Allemagne (Barth *et al.*, 1996). Les datations radiocarbone ont permis de dater la mise en place de ces structures au Subatlantique (-2 700 ans à nos jours) (Barth *et al.*, 1996), et plus précisément du IV^{ème} au VIII^{ème} siècle en Lorraine (Ruffaldi *et al.*, sous presse).



Figure 83: a – mardelle à sédimentation argileuse et surface libre, b – mardelle à sédimentation argileuse et radeau flottant (photos D. Etienne).

Leur origine pose problème depuis longtemps. Les géologues voient là le résultat d'une dissolution lente de lentilles de gypse ou de sel gemme présentes dans les marnes irisées du Keuper, ou de la dolomie du Muschelkalk située stratigraphiquement 100 à 150m plus bas (Delafosse, 1948 ; Barth *et al.*, 1996). Cette dissolution provoquerait des effondrements progressifs en surface. Dans ce cas, les mardelles seraient l'équivalent des dolines observées en milieu calcaire. (Parent, 1983 ; Gillinjs *et al.*, 2005 ; Thoen & Héroult, 2006).

Pour les archéologues et historiens, ces dépressions seraient le fruit de l'activité humaine gallo-romaine : elles auraient été creusées pour créer des zones d'habitations sur pilotis (Defontaines & Guyot, 1922, Linckenheld, 1927), des réservoirs d'eau servant aux animaux ou des zones d'extraction de l'argile pour la poterie (Harbele, 1928 in Barth *et al.*, 1996), de sel ou de nodules de minerai de fer (Wingert, 1996). Jusqu'à ce jour, les deux origines possibles sont sujettes à de nombreux débats.

Des études palynologiques (Ruffaldi *et al.*, sous presse ; Etienne, 2006) et sédimentologiques sont actuellement menées sur plusieurs mardelles lorraines afin de mieux comprendre le contexte environnemental de mise en place de ces structures essentiellement forestières dans le but de préciser leur origine et de reconstituer l'évolution paysagère des milieux forestiers lorrains et des pratiques agricoles à travers les siècles. Du point de vue sédimentaire, la mardelle sert d'enregistreur des influx de matériel détritique érodé et déposé au fond de celle-ci. Ces véritables archives archéologiques témoignent de l'évolution récente de l'occupation de l'espace et de l'utilisation des sols par l'Homme. On comprend donc son utilité dans la reconstruction de l'intensité et la fréquence des phases d'érosion des sols au cours du temps et donc son rôle dans l'étude du fonctionnement des cultures.

Dans ce qui suit, sont présentés les résultats de l'étude préliminaire menée sur une mardelle « pilote » par E. Dambrine (INRA Nancy), P. Ruffaldi, D. Etienne, C. Pagnier et moi-même (Pagnier *et al.*, in prep.).

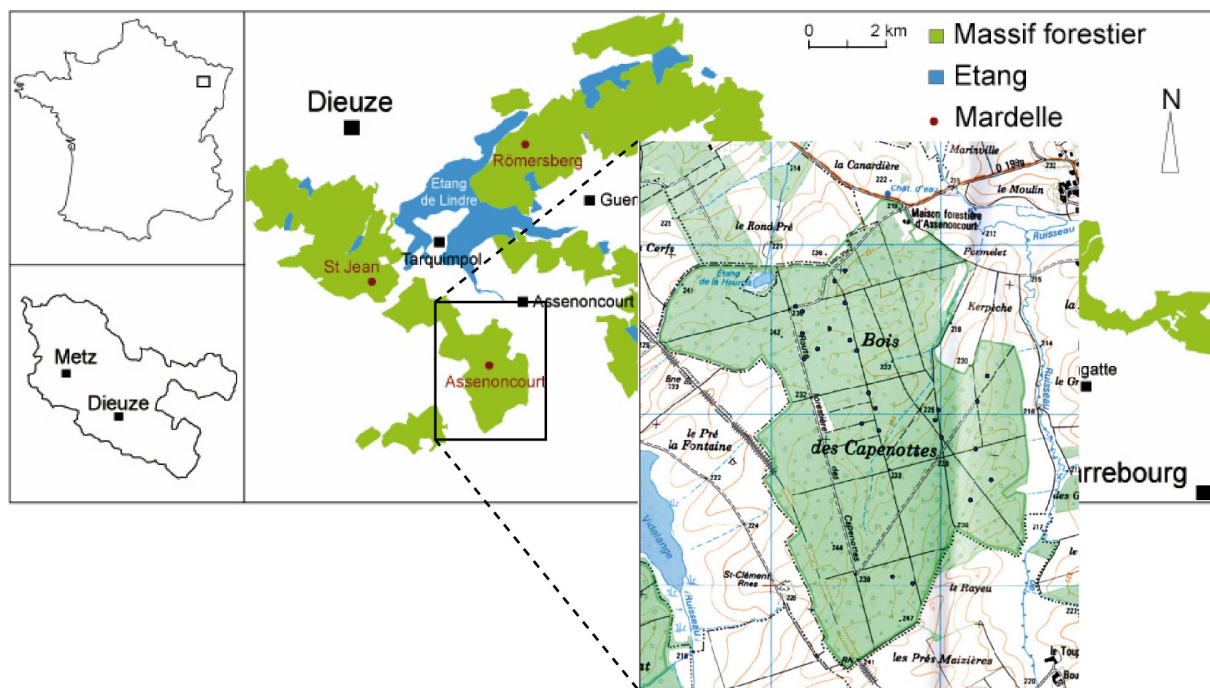


Figure 84 : situation géographique de la forêt domaniale des Capenottes.

La mardelle « d'Assenoncourt »

Cette mardelle est située près d'Assenoncourt (Moselle, 57) au sud-est de la ville de Dieuze dans la parcelle 82 de la forêt domaniale des Capenottes gérée par l'Office Nationale des Forêts (N 48° 45" 35'/E 06° 46" 35, figure 84). Le bois des Capenottes appartient au massif du Römersberg et couvre une superficie d'environ 1,5 km² découpée en parcelles. Une trentaine de mardelles ont été recensées dans ce massif,

quelques-unes étant perturbées ou détruites par la rénovation des chemins forestiers. La mardelle « d'Assenoncourt » mesure 40 m de long sur 32 m de large. Les dimensions du bassin versant atteignent environ 77 m de long par 45 m. Cette dépression de forme ovale fait partie du type de mardelles à radeau flottant (figure 85).

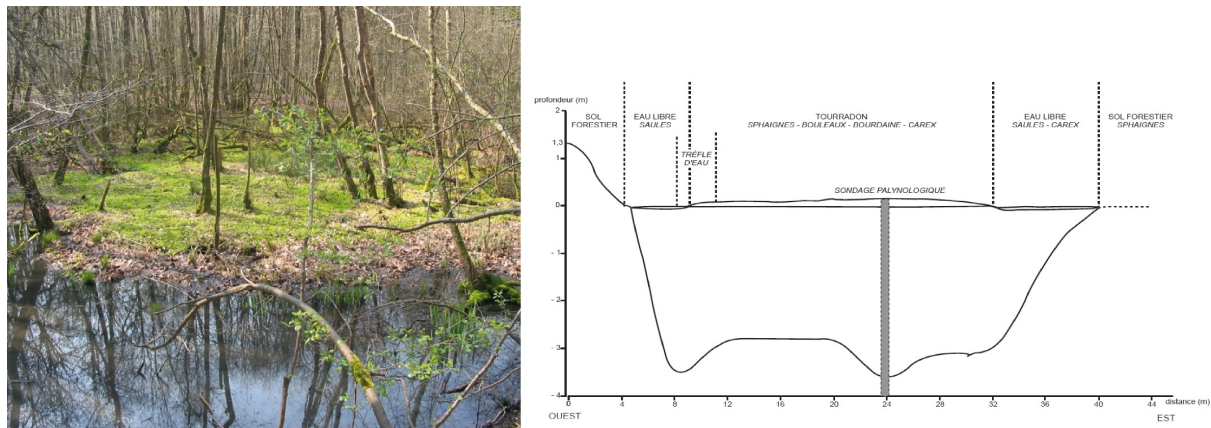


Figure 85 : photographie et coupe verticale de la mardelle « d'Assenoncourt » (Etienne, 2007).

Le massif forestier est situé sur les marnes du Keuper inférieur (Trias). La puissance totale du Keuper varie de 150 à 200 m d'épaisseur. Leur intérêt économique réside dans la présence de masses importantes de sel gemme. La structure des couches dans cette région est sub-tabulaire (carte géologique au 1:50 000 de Parroy, BRGM). Les centres d'extraction du sel établis dans la vallée de la Seille (Vic-sur-Seille et Moyenvic), dans la vallée du Sânon (Einville), ainsi qu'à Lezey (saline de Salées-Eaux) marquent la limite d'extension orientale de l'exploitation du gîte salifère. Quelques sondages implantés plus à l'Est (Martincourt, Lagarde, Bourdonnay) montrent des vestiges de dissolution du sel, ou encore un Keuper inférieur stérile (Maizières). Les marnes du Keuper inférieur dans le secteur du bois des Capenottes situé à l'est de Maizières sont donc dépourvues de gypse. L'ensemble du massif est recouvert de placages de limons faiblement argileux, d'épaisseur variable, et de couleurs gris-beige à jaune-ocre (Brethes, 1976).

Rapide historique de la région

À l'époque romaine, Tarquimpol (figure 84) aurait été une ville de garnison. Elle était le carrefour d'importantes voies romaines vers Trèves et le Donon, voies aujourd'hui immergées au sein de l'étang de Lindre ou recouvertes par les tracés routiers actuels. L'histoire du massif forestier est rythmée par la production industrielle du sel des salines de Marsal, Moyenvic et Dieuze. Du XI^{ème} au XV^{ème} siècle, la demande en bois est à son apogée avec l'ouverture des salines de Dieuze ; une partie du massif du Römersberg (figure 84) est réservé à leur approvisionnement (Degron, 1995). Le massif forestier est surexploité pendant cinq siècles et la forêt est un taillis à courte révolution de 10 à 15 ans. La guerre de Trente ans, les vagues de peste et les razzias des soldats provoquent une migration vers les villes et une chute de la densité de population (Degron, 1995). Au XVII^{ème} siècle le massif appartient aux seigneurs de Custine qui l'exploitent à outrance pour fournir les salines. Les ventes aux salines de Dieuze stoppent à partir du XIX^{ème} siècle, celles-ci utilisant alors le charbon comme source d'énergie.

Caractéristiques sédimentaires

Les divers carottages réalisés montrent que la séquence sédimentaire est identique en tous points de la mardelle. Elle se compose d'un mètre de sédiment silto-argileux gris très bien laminé, qui passe progressivement à un sédiment argilo-tourbeux dans lequel les lamines sont de moins en moins nettes puis à une tourbe très argileuse dans laquelle on ne distingue plus aucune lamine. Un radeau de tourbe blonde riche en morceaux de bois, séparé du sédiment sous-jacent par un trou d'eau, complète la séquence. La sédimentation est donc de moins en moins minérale et de plus en plus organique au cours du temps. Elle couvre les quinze derniers siècles.

La principale caractéristique sédimentologique de cette séquence est la présence, le long du premier mètre de sédiment, d'une très belle alternance de lamines grises et noires formant des couplets (un couplet = une lamine grise + une lamine noire, figure 86) ressemblant beaucoup à des varves. Le dénombrement de ces couplets, le long des soixante premiers centimètres de sédiment encadrés par deux dates radiocarbone, donne un taux de sédimentation de 15 mm/an et 1,02 couplet/an. Les analyses palynologiques réalisées par D. Etienne montrent que la lamine grise représente la sédimentation de printemps et début d'été (les pollens arboréens, *Fagus*, *Corylus*, *Quercus* y dominant) alors que la lamine noire se dépose en fin d'été et en automne (les pollens non-arboréens, *Cerealia-type*, *Poaceae*, *Cyperaceae* y dominant). Ainsi il s'agit bien de varves et donc d'une sédimentation annuelle qui nous permet une approche de la sédimentation mais aussi de l'évolution du paysage année après année.

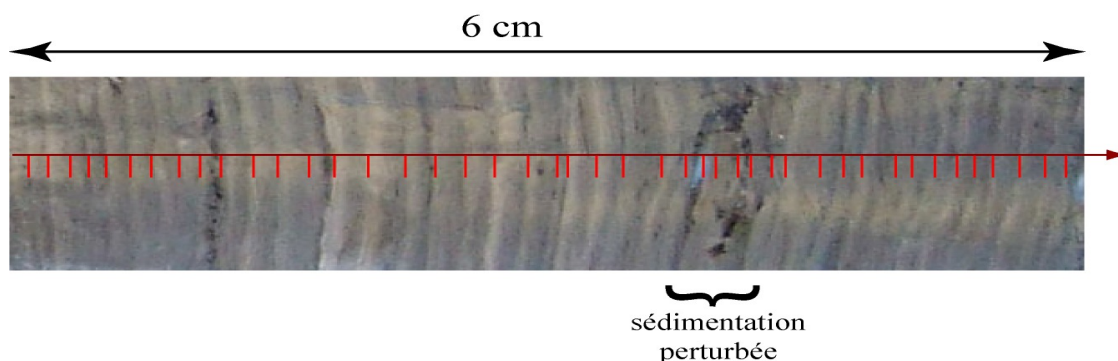


Figure 86 : sédiment varvé, exemple de dénombrement de varves (couples de lamines) grises/noires.

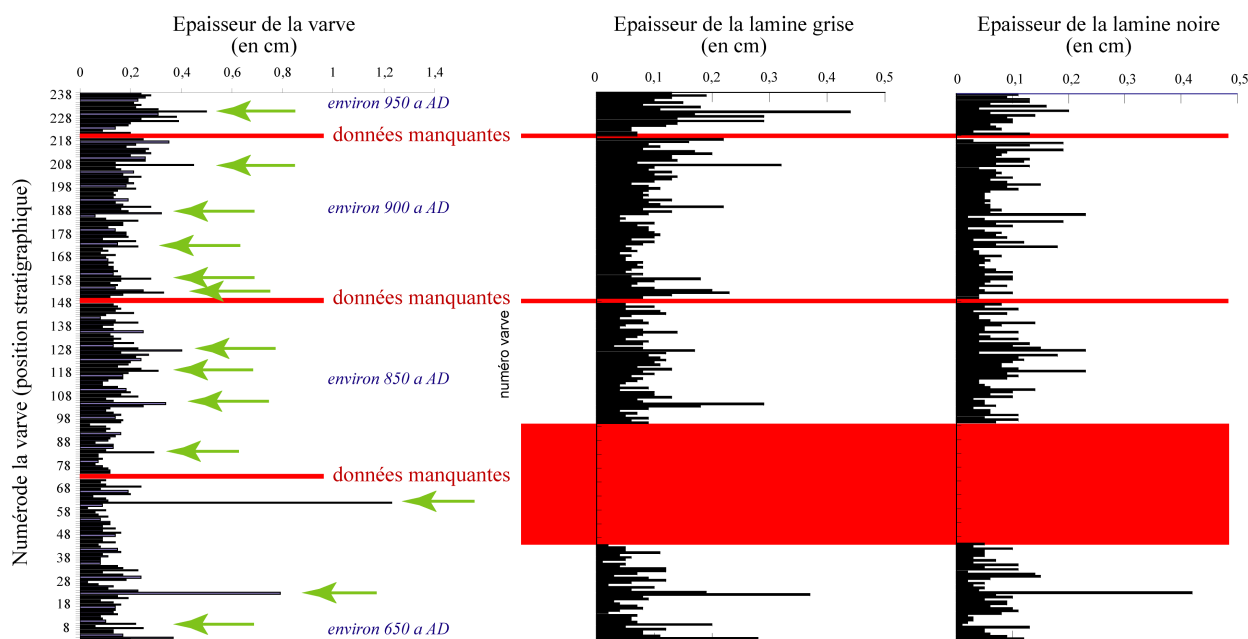


Figure 87 : variation de l'épaisseur des varves et de leurs lamines grises et noires respectives ; l'échelle verticale est annuelle ; les zones rouge figurent les données manquantes et les flèches vertes les varves les plus épaisses ; les âges radiocarbone estimés sont calculés à partir des âges obtenus à la base et au sommet de la section de carotte présentée ici et du nombre de varves non mesurées car trop fines.

Bien qu'encore incomplètes, les mesures de l'épaisseur des varves et de leurs lamines grises et noires

respectives montrent des cycles (figure 87) (Pagnier, 2008). L'épaisseur des varves augmente pour diminuer puis re-augmenter, et cela plusieurs fois. Ces variations correspondent à l'augmentation de l'épaisseur des deux lamines, mais pas toujours et pas de façon équivalente. Certaines fois, seule la lamine grise s'épaissit, d'autres fois, il s'agit de la lamine noire mais il semble que la lamine grise, c'est-à-dire les apports minéraux détritiques, explique plus l'augmentation de l'épaisseur de la varve que la lamine noire dans laquelle les apports organiques dominent. Ces variations de l'épaisseur des varves et de leurs lamines respectives peuvent être dues soit aux conditions hydrologiques qui changent (l'efficacité des gouttes de pluie sous couvert forestier est reconnu, mesuré et corrélé aux précipitations depuis les travaux de Wischmeyer & Smith (1978), soit à l'impact anthropique (érosion des sols du bassin versant suite aux activités agro-pastorales, aux défrichements, à l'entretien des sous-bois, ...), soit à une combinaison de ces deux facteurs (Oldeman, 1993).

Si ces variations d'épaisseur sont dues uniquement à des changements des conditions hydrologiques, alors elles montreraient des analogies avec les variations d'épaisseur des cernes d'arbres pour la même période, avec peut-être un petit décalage car le temps de réaction n'est certainement pas le même. Cela permettrait aussi de dater précisément ces varves. Cette approche, tentée en collaboration avec O. Girardclos, n'a malheureusement donné aucun résultat probant probablement par manque de référentiels dendrochronologiques suffisamment nombreux pour la région et la période donnée ([460-650 a. AD] – [900-1040 a. AD], par l'effet d'échantillonnage (demi-carottes de 0,03 m² de surface / dépôt sédimentaire sur une surface d'environ 7000 m²) et par l'influence probable de l'anthropisation sur la sédimentation dans la mardelle.

Résultats actuels et perspectives

Origine

La présence de pollens anthropiques (céréales, *Poaceae*, *Plantago*, ...) et de plantes aquatiques, notamment de nénuphar, dès le début du remplissage sédimentaire de la mardelle « d'Assenoncourt » prouve que celle-ci a été en eau (au moins les 3 mètres nécessaires au développement des nénuphars) dès la fin du creusement de la cuvette. Il ne peut donc s'agir d'un phénomène naturel de type dissolution, par définition progressif. Son fond plat et ses bords sub-verticaux sont un autre argument en faveur d'une origine anthropique. Ces caractéristiques ont été retrouvées dans d'autres mardelles de Lorraine (Ruffaldi *et al.*, sous presse ; Etienne, 2007) Il pourrait s'agir d'un remodelage anthropique d'une cuvette naturelle pré-existante, mais sa position dans le Keuper manéux stérile et les 100 à 150 mètres sous-jacents ne permettent ni la formation d'une cuvette par dissolution de lentilles de gypse ou de sel dans les marnes, ni la formation d'une doline par karstification du Muschelkalk carbonaté présent sous le Keuper. Les mardelles de Lorraine sont donc des objets anthropiques. Leur raison d'être pose problème : il n'y a pas de traces écrites décrivant leur utilisation (M. Leroy, INRAP Metz, communication personnelle). Peut-être sont-elles liées à la culture du lin, comme le suggère l'analyse palynologique réalisée sur la mardelle « d'Assenoncourt » (Ruffaldi *et al.*, sous-pression), ou s'agit-il de réservoirs d'eau dans une région très cultivée ?

Varves

La présence de varves est étonnante et s'explique sans doute par un couvert forestier à sous-bois « propre » permettant l'érosion du sol du bassin versant au printemps et en début d'été. L'approche utilisant la comparaison avec les cernes des arbres ayant échoué, deux autres approches méritent d'être testées lorsque toutes les varves auront été mesurées et analysées. La première est l'analyse radiocarbone de quelques varves et l'utilisation de la méthode de wiggle-matching pour obtenir leur datation précise (Friedrich *et al.*, 1999 ; Friedrich *et al.*, 2004 ; Kromer *et al.*, 2004). On obtiendrait ainsi une chronique précise à l'année bien calée historiquement qui pourrait alors être utilisée pour une reconstitution très fine et précise de l'évolution du paysage en regard de l'Histoire locale. La seconde approche est la comparaison des variations de l'épaisseur des varves avec les données disponibles sur les carottes de glace prélevées au Groenland. Cela permettrait de confirmer si les conditions hydrologiques sont à l'origine ou non des variations de l'épaisseur des varves.

Perturbation anthropique de la sédimentation

On peut se demander si la présence d'une sédimentation varvée dans la mardelle « d'Assenoncourt » n'est pas due à l'entretien des sous-bois par l'homme. La surface du sol forestier est débarrassée des végétaux qui le recouvrent, favorisant la mise en place d'une sédimentation varvée. D'ailleurs, la partie supérieure du dépôt, formée d'un sédiment limoneux très organique dépourvu de varves, correspond à une forêt fermée,

dont les sous-bois ne sont plus entretenus. Mais ceci n'est qu'une hypothèse que l'on pourrait peut-être vérifier en testant la sédimentation au fond de cuvettes creusées dans des forêts actuelles, les unes entretenues, les autres non.

Mais, comme le montrent nos données, la sédimentation varvée de la mardelle est ponctuellement perturbée. Cette perturbation est contemporaine de deux événements d'origine anthropique : la culture intense et probablement le rouissage du chanvre, et l'ouverture de la forêt en faveur du chêne probablement pour nourrir les porcs. Les perturbations de la sédimentation sont donc dues à des phénomènes très locaux, même si ceux-ci ont une origine plus régionale.

Perspectives

Ces premières données obtenues sur les sédiments remplissant la mardelle « d'Assenoncourt », bien que très incomplètes, permettent déjà d'estimer le potentiel important de ces dépôts pour l'étude de l'impact anthropique sur la sédimentation. Les analyses sédimentologiques vont être complétées et poursuivies varve par varve, puis à un pas de 2 mm dans la partie dépourvue de varves. La caractérisation palynologique des varves va être poursuivie et la datation précise du sédiment varvé va être tentée par radiocarbone et wiggle-matching. Nous obtiendrons ainsi un historique fin de la sédimentation et de l'évolution du paysage pour la période allant du V^{ème} au XIV^{ème} siècle.

Participants

INRA Nancy : E. Dambrine (dir. projet, pédologie),

UMR 6249 Chrono-Environnement : P. Ruffaldi (palynologie), D. Etienne (palynologie, en thèse), A.V. Walter-Simonnet (sédimentologie), G. Bossuet (géophysique), J.P. Simonnet (sédimentologie),

INRAP Metz : M. Leroy (archéologie),

ONF Lorraine :

3. Le massif vosgien et les Hébrides internes

"Enregistrement d'épisodes détritiques dans des tourbières du nord-est de la France et de l'ouest de l'Ecosse durant les 20 derniers millénaires. Interactions entre anthropisation du milieu et circulations atmosphériques" - étude intégrant un projet déposé à l'ANR en 2009.

Dans le cas du massif des Vosges et des Hébrides internes, les effets de l'anthropisation du milieu naturel seront abordés lors de l'analyse paléo-environnementale de la partie holocène des séquences sédimentaires prélevées dans le cadre du projet "Modalité et chronologie de la dernière déglaciation dans le massif vosgien" et celles prélevées en 2006 sur l'île de Mull dans le cadre de l'ACI CLIMAT (dir. A. Baltzer).

Les séquences sédimentaires piégées dans les réceptacles lacustres offrent actuellement des référentiels assez complets des changements environnementaux régionaux survenus dans le nord-est de la France. Néanmoins, ces dépôts sédimentaires lacustres sont essentiellement constitués de matière minérale silicatée ou carbonatée soit allochtone (apports par les affluents, ruissellement), soit autochtone (production minérale biochimique). Cette caractéristique rend souvent la reconnaissance des dépôts détritiques dus à l'anthropisation du bassin versant et des dépôts régionaux éoliens (cendres volcaniques (tephras), dépôts de type loess), assez difficile et généralement incomplète, car seuls les dépôts majeurs sont alors détectables. Or certains de ces dépôts sont de très bons marqueurs chronologiques permettant des corrélations inter-régionales d'événements climatiques (van den Bogaard et Schmincke, 1985 ; Pilcher et Hall, 1992 ; Davies *et al.*, 2002). Il apparaît donc nécessaire d'obtenir une chronique fiable et complète de tous les types de dépôts détritiques en étudiant leur répartition dans des séquences prélevées dans des milieux dont la nature organique permet leur détection idéale et simplifie leur extraction en vue de leur étude : les tourbières (Shotyk *et al.*, 2001, 2002, 2003 ; Pilcher, 2002 ; Blundel et Barber, 2005 ; Krachler *et al.*, 2003 ; Langdon *et al.*, 2003 ; Langdon et Barber, 2004). Outre l'établissement de références chronologiques très précieuses, ce type d'approche permet aussi d'observer dans le détail certaines périodes de changements climatiques et environnementaux.

Impacts de l'anthropisation du massif vosgien

Constitué presque exclusivement de roches silicatées, le Massif Vosgien constitue un site particulièrement représentatif pour l'établissement de la chronologie de ces dépôts dans des séquences tourbeuses. Il est en effet situé entre deux centres éruptifs actifs durant les 20 000 dernières années : le Massif Central en France et le Massif de l'Eifel en Allemagne. De nombreuses tourbières s'y répartissent selon deux zones géographiques bien distinctes : au Nord, les tourbières de Bitché et du Pays de Salm, au Sud les tourbières situées entre le Massif du Hohneck et le Territoire de Belfort (Shell *et al.*, 1998). L'évolution de la végétation depuis le Tardiglaciaire y est bien documentée (Firbas *et al.*, 1948 ; Janssen et Janssen-Kettlitz, 1972 ; Berglund *et al.*, 1996 ; Ruffaldi, 1997, 1999 ; Bégeot et Ruffaldi, 2000 ; Bégeot *et al.*, 2001 a et b ; Sudhaus, 2004 ; Vergne, 2004 ; Andrieu-Ponel *et al.*, sous presse). L'installation de communautés de moines dans les vallées vosgiennes entre le VII^e et le VIII^e siècle de notre ère et leur influence importante sur le statut des forêts sont attestées, mais des études récentes prouvent l'existence de défrichements sur les chaumes des Vosges depuis au moins la fin de l'âge du fer (Schwartz *et al.*, 2005 ; Goepp, 2007). L'impact des défrichements et des variations climatiques sur l'érosion des bassins versants et par conséquent la sédimentation lacustre et palustre dans les Vosges n'a pour l'instant fait l'objet d'aucune étude. Une étude préliminaire sur les séquences prélevées dans le marais de la Maxe (vallée de Shirmeck, nord des Vosges) et la tourbière de Sewen (vallée de Masevaux, sud des Vosges) montre des variations significatives des épisodes détritiques.

Impacts de l'anthropisation des Hébrides internes

Les îles de Mull et de Iona (Hébrides internes, côte ouest de l'Ecosse, figures 4 et 88) sont, elles aussi, constituées de roches silicatées et situées dans la zone d'influence d'un centre éruptif actif durant le Tardiglaciaire et l'Holocène : l'Islande. Des reconstitutions paléoclimatiques depuis le Tardiglaciaire ont été réalisées dans diverses tourbières (Birks, 2003 ; Langdon *et al.*, 2003 ; Blundell et Barber, 2005 ; Dalton *et al.*, 2005). Par ailleurs, on connaît bien par l'Histoire les grandes étapes de la colonisation humaine de l'île d'Iona. En 563, un monastère y est fondé par Saint Columba et ses compagnons exilés d'Irlande. En 806, le monastère est détruit par des Vikings. Un couvent et une abbaye sont édifiés en 1203. Quatre séquences sédimentaires ont été échantillonnées dans des tourbières dans le sud-ouest de l'île de Mull (dont deux en face de l'île d'Iona située à 1,5 km de la côte sud-ouest de Mull) afin de déterminer l'influence de ces implantations humaines sur le paysage. L'accès à l'île d'Iona (île faisant partie du National Trust for Scotland) est très réglementé et fera l'objet d'une demande de carottage officielle en 2009.



Figure 88 : position géographique des îles de Mull et Iona (Hébrides Internes, Ecosse).

Approche et résultats attendus

L'approche développée pour cette étude combinera dates radiocarbone, susceptibilité magnétique, palynologie, minéralogie, granulométrie et géochimie des dépôts minéraux (éléments majeurs et en traces, isotopes stables de l'oxygène et du carbone, isotopes radiogéniques), étude de la tourbe (pyrolyse RockEval, chimie des éléments majeurs et en traces), et étude de lames minces afin d'obtenir une estimation précise des différents apports détritiques et de leur variation au cours du temps. Ces analyses permettront de caractériser qualitativement et quantitativement les différents épisodes détritiques successifs.

Cette approche permettra de préciser :

- la recherche de marqueurs de l'anthropisation locale (mise en érosion des sols du bassin versant par défrichements et cultures) ;
- l'existence de dépôts de poussières atmosphériques associés à des impacts anthropiques ou naturels, déjà identifiés dans d'autres contextes lacustres, palustres ou glaciaires (Rendberg *et al.*, 1994 ; Shotik *et al.*, 2000, 2002, 2003 ; Monna *et al.*, 2004 a et b) ;
- l'évolution paléoclimatique régionale, dont l'évolution paléobotanique est assez bien renseignée ;
- l'impact (local, régional) des retombées de cendres volcaniques sur les écosystèmes terrestres et aquatiques grâce à l'analyse de descripteurs biotiques et abiotiques du milieu : chironomes, matière organique, minéraux, pollen (Bossuet *et al.*, 1997) ;
- l'importance et la durée des périodes arides et froides pendant lesquelles les dépôts éoliens ont été prépondérants, et l'origine des particules minérales composant ces dépôts ;
- l'influence de tous ces types de dépôts sur la chimie de la tourbe (Steinmann et Shotik, 1997 ; Michelin *et al.*, 2001 ; Shotik *et al.*, 2001 et 2002 ; Miras *et al.*, 2003).

Les résultats de cette étude doivent permettre la comparaison inter-régionale des conséquences de l'implantation humaine sur le paysage et l'établissement de corrélations avec les chroniques paléoclimatiques et paléoenvironnementales obtenues à partir de séquences lacustres et palustres déjà acquises ou en cours d'acquisition dans d'autres massifs de l'Europe de l'Ouest (Massif Central, Ardennes, Forêt-Noire, Jura, Alpes du Nord, ...), et des archives océaniques et glaciaires.

Participants

UMR 6249 Chrono-Environnement : A.V. Walter-Simonnet (dir. projet, sédimentologie, téphrochronologie), C. Bégeot (palynologie), P. Ruffaldi (palynologie), J.P. Simonnet (sédimentologie), G. Bossuet (géophysique, propriétés magnétiques des sédiments),

UMR 6143 M2C (Caen) : A. Baltzer

CERPA, Université Nancy 2 : S. Occhiotti

IMEP (Aix-en-provence) : J.L. De Baulieu,

Université de Lausanne : Th. Adatte,

Institut de Botanique de l'Université d'Innsbruck : J.N. Haas,

University of Edinburgh (Ecosse) : R. Bates et C. Moore,

Parc Naturel Régional Ballons des Vosges : C. Druesne, Y. Despert, K. Garès (chargés de mission),

SYCOPARC/Parc Naturel Régional Vosges du Nord : L. Duchamp (Conservateur de la Réserve Naturelle des Rochers et Tourbières du Pays de Bitche).

II. Téphrochronologie

1. Le cadre téphrochronologique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de l'Europe de l'Ouest

Le cadre téphrochronologique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de l'Europe de l'Ouest, et de la France en particulier, demande à être complété de manière systématique. Mes collègues et moi-même allons compléter ce cadre selon trois directions :

- le Nord, avec l'étude de sites situés en Lorraine, en Champagne, en Alsace du Nord et en Belgique, ainsi qu'en Allemagne et en Autriche, en collaboration avec des collègues belges (Museum Bruxelles), allemands (Potsdam) et autrichiens (Innsbruck),

- l'Ouest, avec avec l'étude de sites situés entre la façade Est de la France et le Massif Central, en collaboration avec des collègues de l'IMEP et de l'Université de Clermont-Ferrand,
- le Sud, principalement dans les Alpes, avec des collègues de l'IMEP et de Bruxelles.

Les sites étudiés seront des tourbières, des lacs et des dépôts de loess dont la plupart ont déjà fait l'objet d'études paléoenvironnementales, et dont certains sont présentés plus haut dans ce mémoire.

Les travaux de spatialisation des retombées volcaniques seront approfondis en intégrant les effets de distance sur l'altération des particules cendreuses. Cet effet permettra de connaître au mieux l'évolution chimique du nuage en fonction de son avancée.

Dans ce cadre, une étude de l'impact sur les écosystèmes des dépôts de cendres volcaniques sera aussi menée en intégrant les effets de la distance "source-dépôt" et de la différence de chimisme "téphra-sédiment réceptacle" sur les réponses animale, végétale et sédimentaire. Un sujet de thèse, dont la demande d'allocation BDI est en cours, concernera essentiellement la réponse sédimentaire. Les téphras étudiés dans ce cas seront des téphras majeurs holocènes et tardiglaciaires, dont les caractéristiques géochimiques sont bien distinctes et variées (trachytes, phonolites, rhyolites), que l'on observe dans divers environnements de dépôts pour chacun d'eux. L'échelle d'analyse sera infra-centimétrique, afin d'obtenir la résolution la plus fine des modifications provoquées par le dépôt de cendres. L'influence de certains téphras, et en particulier du Laacher See Tephra, sur les communautés animales et végétales a déjà été étudiée dans quelques sites, mais les conclusions sont parfois contradictoires (Street, 1998 ; Schmincke *et al.*, 1999 ; Baales *et al.*, 2002 ; Litt *et al.*, 2003 ; Riede, 2008 ; de Klerk *et al.*, 2008). Le pas d'échantillonnage, souvent centimétrique, en est certainement l'une des causes.

2. Caractérisation des téphras

Caractérisation chimique

La caractérisation des téphras, et donc la téphrochronologie, est essentiellement basée sur la composition en éléments chimiques majeurs (silicium et alcalins) des particules de verre volcanique obtenue par microsonde électronique. Si pour certains téphras cela suffit à les reconnaître avec précision et sans doute, cette approche est en revanche très insuffisante dans de nombreux cas, notamment lorsqu'un même centre éruptif a été à l'origine de plusieurs éruptions phréato-magmatiques rapprochées dans le temps (cf Massif Central Français, Champs Phlégréens Italiens).

Par exemple, l'explosion du Laacher See (massif de l'Eifel, Allemagne) il y a 12 880 ans a été suivie par le dépôt d'un téphra phonolitique (le Laacher See Tephra) dans une grosse partie de l'Europe de l'Ouest (Boogard & Schmincke, 1985, Juvigné *et al.*, 1995b ; Zolitschka *et al.*, 1995 ; Bossuet *et al.*, 1997 ; Moscariello & Costa, 1997 ; Litt *et al.*, 2001 ; Vannière *et al.*, 2004 ; Develle, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008). Dans les massifs jurassiens et vosgiens, ce téphra est présent dans presque tous les sédiments palustres, lacustres et fluviaux datés de l'Allerød. Il est parfaitement reconnaissable à sa composition chimique et ne peut être confondu avec un autre téphra d'âge comparable. En revanche, l'explosion s'est déroulée en plusieurs phases dont la distinction sur la base des éléments majeurs n'est pas toujours franche.

Par ailleurs, durant l'Holocène, l'activité volcanique du Massif Central a produit de nombreux téphras, parfois synchrones et presque tous de nature à dominante trachybasaltique à trachytique (Etlicher *et al.*, 1987 ; Juvigné, 1987 ; Maury *et al.*, 1980 ; Vernet *et al.*, 1990 ; Juvigné *et al.*, 1995 ; Miallier *et al.*, 2004 a et b). Cela rend beaucoup d'entre eux indiscernables les uns des autres dans les enregistrements distaux.

Il est donc nécessaire de mieux caractériser les téphras pour obtenir un cadre téphrochronologique exempt de doutes.

Depuis quelques années, certains téphrochronologues utilisent les teneurs en éléments en traces de particules de verre volcanique pour distinguer des téphras entre eux (par ex. Eastwood *et al.*, 1998 ; Pearce *et al.*, 1999 ; Pearce *et al.*, 2004 ; Narcisi *et al.*, 2006). Dans ces travaux, les méthodes analytiques utilisées sont l'ICP-MS avec abrasion laser sur particule isolée lorsque le téphra correspond à quelques dizaines de particules par cm³ de sédiments, et l'ICP-MS classique lorsque le téphra fait plus d'un mm d'épaisseur et qu'il est alors possible de séparer suffisamment de particules de verre.

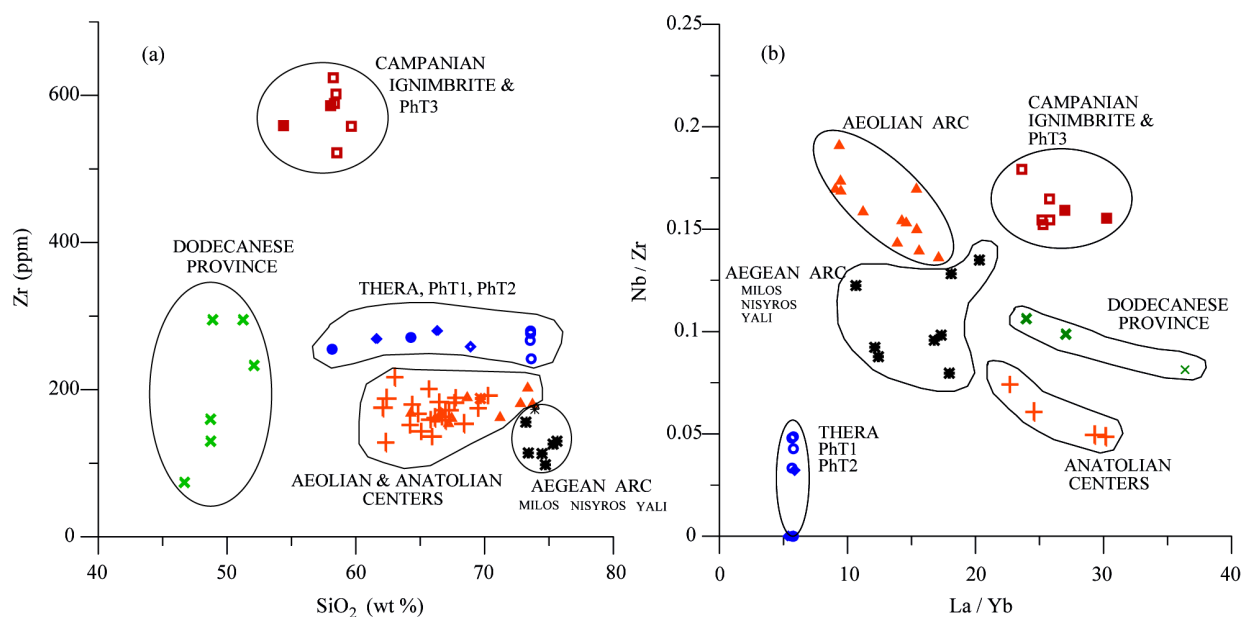


Figure 89 : Exemple d'utilisation des éléments en traces pour distinguer des téphras géochimiquement très proches (modifié de St Seymour *et al.*, 2004).

Développer l'utilisation des éléments en traces permettrait de spatialiser plus finement les différentes phases d'une éruption et de distinguer différents téphras soit de même composition chimique (en éléments majeurs) soit provenant d'une même province éruptive (figure 89). Un travail similaire sur la composition chimique des feldspaths devrait aussi apporter des éléments de réponse (Walter-Simonnet *et al.*, 2008). De telles analyses seront réalisées via la sonde ionique de Nancy et/ou via l'ICP-MS avec abrasion laser de Lausanne

Caractérisation physique

Afin d'obtenir la position stratigraphique des téphras invisibles à l'œil nu, nous utilisons la mesure de susceptibilité magnétique (cf plus haut dans ce mémoire). Si elle est souvent importante, la réaction des téphras n'est pas systématique. Ainsi, un téphra visible à l'œil nu peut présenter une réaction très discrète. Nous avons aussi observé que le Vedde Ash réagissait très bien dans les dépôts des sites vosgiens, pourtant silicatés comme les téphras, alors qu'il ne réagissait pas dans les dépôts carbonatés des lacs du Jura.

Nous nous proposons donc, G. Bossuet et moi, de travailler sur les propriétés magnétiques des téphras, en collaboration avec A. Tabbagh (Paris VI) et D. Williamson (CEREGE) afin de les caractériser selon une méthode différente de la méthode chimique.

Participants

UMR 6249 Chrono-Environnement : A.V. Walter-Simonnet (dir. projet), G. Bossuet,

CRPG Nancy : E. Deloule

Université de Lausanne : T. Adatte

UMR Sisyphe, Paris VI : A. Tabbagh

CEREGE : D. Williamson

III Conclusion

Depuis les sédiments métallifères crétacés omanais, j'ai eu l'occasion d'étudier de nombreux objets, mais en utilisant des approches et des techniques analytiques semblables. Mes perspectives actuelles de recherche restent dans le domaine de la sédimentologie et des paléoenvironnements quaternaires grâce à des projets et des programmes de recherche toujours pluridisciplinaires, faisant parfois cohabiter et co-réfléchir des collègues de formations extrêmement différentes, mais si complémentaires !



Références bibliographiques.

Dernière déglaciation du massif vosgien

- Ammann, B., Birks, H.J.B., Brooks, S.J., Eicher, U., von Grafenstein, U., Hofman, W., Lemdahl, G., Schwander, J., Tobolski, K. & Wick, L. (2000). Quantification of biotic responses to rapid climatic changes around the Younger Dryas – a synthesis. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **159**, 313-349.
- Andreoli, R., Rosique, T., Schmidt, M. & Carozza, J.M. (2006). La dernière phase glaciaire du haut bassin de la Fecht (Vosges, France) : dynamique de l'englacement et chronologie relative de la déglaciation. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **1/2006**, 23-36.
- Bick, H. (1985). Die Moorvegetation der zentralen Hochvogesen. *Dissertationes Botanicae*, **91**, 1-288.
- Boenigk, W. & Frechen, M. (2001). The loess record in sections at Koblenz-Metternich and Tönchesberg in the Middle Rhine Area. *Quaternary International*, **76-77**, 201-209.
- Buoncristiani, J.F., Campy, M. & Pugin, A. (2002). Modalités de la dernière extension glaciaire maximale dans le Jura et proposition de corrélation avec l'enregistrement isotopique du Groenland. In : Richard, H. et Vignot, A. (eds), *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest. Actes du Colloque International de Besançon*, septembre 2000, Presses Universitaires Franc-Comtoises, 27-34.
- Coope, G.R. & Elias, S.A. (2000). The environment of Upper Palaeolithic (Magdalenian and Azilian) hunters at Hauterive-Champréveyres, Neuchâtel, Switzerland, interpreted from coleopteran remains. *Journal of Quaternary Science*, **15**, 157-175.
- Corgini, M. (2008). *Sédimentation tardiglaciaire dans le lac de Sewen (Vosges du Sud, France)*. TER de Master 1 Recherche VTESS, Université de Franche-Comté, 30 p.
- Darmois-Théobald, M. & Denèfle, M. (1981). Observations sur la végétation Holocène des Vosges Méridionales et de leur piémont Haut-Saônois (France). *Annales Scientifiques de l'Université de Franche-Comté-Besançon, Géologie*, **3**, 4^{ème} série, 3-12.
- Darmois-Théobald, M., Denèfle, M. & Menillet, F. (1976). Tourbières de moyenne altitude de la Forêt de Haute-Meurthe (Vosges, France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **1976-2**, 99-107.
- de Beaulieu, J.L. & Reille, M. (1992). The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France): a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, **11**, 431-438.
- de Klerk, P. (2008). Vegetationsgeschichte und Moorentwicklung in den Südvogesen während der letzten 1000 Jahre. *Colloque franco-allemand / Deutsch-Französisches Kolloquium « Ecologie et protection des tourbières / Ökologie und Schutz der Moore »*, Bitche (Moselle), 19-20-21 juin 2008. Résumé et ppt.
- De Valk, E.J. (1981). *Late Holocene and present vegetation of the Kastelberg (Vosges, France)*. PhD-thesis, Université d'Utrecht, 294 p.
- Develle, A.L. (2006). *Téphrochronologie tardiglaciaire dans le massif des Vosges*. Mémoire de Recherche de Master 2 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 p.
- Dresch, J. Elhai, H. & Denèfle-Labiole, M. (1966). Analyse pollinique de quatre tourbières du Ballon d'Alsace (Vosges, France). *Compte-Rendu des Séances de la Société de Biogéographie*, **376**, 78-89.
- Edelman, H.J. (1985). *Late Glacial and Holocene vegetation development of La goutte Loiselot (Vosges,*

- France). PhD-thesis, Université d'Utrecht, 197 p.
- Firbas, F., Grünig, G., Weischedel, I. & Worzel, G. (1948). Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. *Bibliotheca Botanica*, **121**, 1-76.
- Flageollet, J.C. (2002). *Sur les traces des glaciers vosgiens*. CNRS Editions, 212 p.
- Gaillard, M.J. & Lemdahl, G. (1994). Lateglacial insect assemblages from Grand-Marais, south-western Switzerland – climatic implications and comparison with pollen and plant macrofossil data. *Dissertationes Botanicae*, **234**, 287-308.
- Goepp, S. (2007). *Origine, histoire et dynamique des Hautes-Chaumes du massif vosgien : déterminismes environnementaux et actions de l'Homme*. Thèses de doctorat, Université Louis Pasteur, 286 p.
- Hatt, J.P. (1937). Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du Nord-Est de la France. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, **4**, 1-79.
- Janssen, C.R. (1981). Contemporary pollen assemblages from the Vosges (France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **33**, 183-313.
- Janssen, C.R., Cup-Uiterwijk, M.J.J., Edelman, H.J., Mekel-Te Riele, J. & Pals, J.P. (1975). Ecologic and paleoecologic studies in the Feigne d'Artimont (Vosges, France). *Vegetatio*, **30**, 165-178.
- Janssen, C.R. & Janssen-Kettlitz, E.L. (1972). A post-Atlantic pollen sequence from the Tourbière du Tanet (Vosges, France). *Pollen et Spores*, **14**, 65-77.
- Janssen, C.R., Kalis, A.J., Tamboer-Van den Heuvel, G. & de Valk, E.J. (1974). Palynological and paleoecological investigations in the Vosges (France): a research project. *Geologie en Mijnbouw*, **53**, 406-414.
- Kalis, A.J., van der Knaap, W.O., Schweizer, A. & Urz, R. (2006). A three thousand year succession of plant communities on a valley bottom in the Vosges Mountains, NE France, reconstructed from fossil pollen, plant macrofossils, and modern phytosociological communities. *Vegetation History and Archaeobotany*, **15**, 377-390.
- Krittlé, C. (1958). Morphologie et depots quaternaires antérieurs au Würm dans la vallée de la Fecht (Haut-Rhin). *Bulletin du Service des Cartes Géologiques d'Alsace-Lorraine*, **11**, 15-19.
- Kühn, P. & Hilgers, A. (2005). Reconstruction of multiphase Late Glacial / Holocene soil formation by integrated luminescence dating and micromorphology – a case study from the southern Taunus foreland, Germany. *Geophysical Research Abstracts*, **7**.
- Lemée, G. (1963). L'évolution de la végétation et du climat des Hautes Vosges centrales depuis la dernière glaciation. In : « *Le Hohneck, aspects physiques, biologiques et humains* ». Ouvrage collectif pour le centenaire de l'Association Philomatique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg, 185-192.
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, U., Hofman, W., Schwander, J. & Wick, L. (2000). Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **159**, 349-362.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F., Millet, L., Peyron, O., Vannièrè, B. & Walter-Simonnet, A.V. (2006). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 414-445.
- Magny, M., Guiot, J. & Schoellammer, P. (2001). Quantitative reconstruction of Younger Dryas to mid-Holocene paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, **56**, 170-180.
- Mercier, J.L., Bourlès, D.L., Kalvoda, I., Vergne, V., Braucher, R., Paschen, A., Raisbeck, G.M. & Yiou, F. (1999). ¹⁰Be dating of moraines and roches moutonnées at low altitude in continental Europe during the Holocene. *Geophysical Research Abstracts*, **1**, 576.
- Nomade, J. (2005). *Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire : implications paléoclimatiques et paléohydrologiques*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 175 p.
- Oberdorfer, E. (1937). Zur spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Oberelsasses und der Vogesen. *Zeitschrift für Botanik*, **30**, 165-178.
- Ortu, E., Brewer, S. & Peyron, O. (2006). Pollen-inferred palaeoclimate reconstructions in mountain areas: problems and perspectives. *Journal of Quaternary Science*, **21** (6), 615-627.
- Oschenbein, G. (1977). Reconstitution du tapis végétal après les glaciations. *Saisons d'Alsace*, n° spécial **61-62**, 22^{ème} année, 27-43.

- Peyron, O., Bégeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., Van Campo, E., Yu, G. (2005). Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research*, **64** (2), 197-211.
- Pissart, A. (2003). The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. *Geomorphology*, **52**, 5-38.
- Pouclot, A., Juvigné, E. & Pirson, S. (2008). The Rocourt Tephra, a widespread 90-70 ka stratigraphic marker in Belgium. *Quaternary research*, **70** (1), 105-120.
- Schloss, S. (1979). Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen im Sewensee: ein Beitrag zur spat- und postglazialen Vegetationsgeschichte der Südvogesen. *Dissertationes Botanicae*, **52**, 1-138.
- Seret, G., Dricot, E. & Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, **346**, 453-456.
- Sommé, J. (1990). Enregistrements-réponses des environnements sédimentaires et stratigraphie du quaternaire. Exemples d'Achenheim (Alsace) et de la Grande Pile (Vosges). *Quaternaire*, **1**, 25-32.
- Sudhaus, D. (2005). Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsgenese des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen. *Freiburger Geographische Hefte*, **64**, 1-153.
- Teunissen, von D., & Schoonen, J.M.C.P. (1973). Vegetations- und sedimentationsgeschichtliche Untersuchungen am Grand Etang bei Gérardmer (Vogesen). *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**, 63-75.
- Tricart, J. (1963). Aspects et problèmes géomorphologiques du massif du Hohneck. In : « *Le Hohneck, aspects physiques, biologiques et humains* ». Ouvrage collectif pour le centenaire de l'Association Philomatique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg, 43-62.
- Vannière B., Bossuet G., Walter-Simonnet A.-V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M. & Magny, M. (2004). High resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene Transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **19**, 797-808.
- Walter-Simonnet, A.V., Bégeot, C., Bossuet, G., Simonnet, J.P. (2008a). Apports détritiques holocènes et tardiglaciaires enregistrés dans des tourbières du massif des Vosges. *Colloque franco-allemand « Ecologie et protection des tourbières »*, Réserve de Biosphère Transfrontalière, Bitche, Moselle, France, 19-21 juin 2008. Résumé et communication.
- Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Bégeot, C., Simonnet, J.-P., Develle, A.-L., Pagnier, C., Corigini, M. & Wackenheim, C. (2007). Enregistrement des variations climatiques tardiglaciaires dans les tourbières du massif des Vosges. *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Résumé et communication.
- Walter-Simonnet, AV., Bossuet, G., Develle, AL, Bégeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Magny, M., Adatte, T., Simonnet, J.P., Rossy, M., Vannière, B., Thivet, M., Millet, L., Régent, B. & Wackenheim, C. (2008b). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques Tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, **19**, 2, 117-132.
- Wintle, A.G. & Brunnacker, K. (1982). Ages of volcanic tuff in Rheinhessen obtained by thermoluminescence dating of loess. *Naturwissenschaften*, **69** (4), 181-183.
- Wohlfarth, B., Gaillard, M.J., Haeberli, W. & Kelts, K. (1994). Environment and climate in southwestern Switzerland during the last termination, 15-10 ka BP. *Quaternary Science Reviews*, **123**, 361-394.
- Woillard, G.M. (1975). Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, **14**, 1-118.
- Woillard, G.M. (1978). Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. *Quaternary Research*, **9**, 1-21.

Fjords du Spitsberg

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Demonecal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **278**, 1257-1266.
- Hansen, B. & Osterhus, S. (2000). North Atlantic-Nordic Seas exchanges. *Oceanography*, **45**, 109-208.
- Howe, J.A., Moreton, S.G., Morri, C. & Morris, P. (2003). Multibeam bathymetry and the depositional environments of Kongsfjorden and Krossfjorden, western Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, **22** (2), 301-312.
- O'Cofaigh, C. & Dowdeswell, J.A. (2001). Holocene glacimarine sedimentation, inner Scoreby sund, east

- Greenland: the influence of fast flowing ice sheet outlet glaciers. *Marine Geology*, **175**, 103-129.
- Kasajima, Y. & Svensen, H. (2002). Tidal features in the frame. *Continental Shelf Research*, **22**, 2461-2477.
- Rasmussen, T.L. & Thomsen, E. (2004). The role of the North Atlantic Drift in the millennial time scale glacial fluctuations. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **210**, 101-146.
- Vidal, I., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becque, H. & Van Weering, T. C. E. (1997). Evidence for changes in the north Atlantic Deep water linked to meltwater surges during the Heinrich Events. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 13-26.
- Wlodarska-Kowalcsku, M., Pearson, T.H. & Kendall, M.A. (2005). Benthic response to chronic natural physical disturbance by glacial sedimentation in an Arctic fjord. *Marine Ecology Progress Series*, **303**, 31-41.
- Wlodarska- Kowalcsku, M., Szymelfenig, M. & Zajaczkowski, M. (2007). Dynamic sedimentary environments of an Arctic glacial-fed river estuary (Adventfjorden, Svalbard). II: Meio and macro-benthic fauna fjord. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **74**(1-2), 274-284.
- Zajaczkowski, M., Szczucinski, W. & Bojanowski, R. (2004). Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalabrd, *Oceanologia*, **46** (2), 217-231.
- Zajaczkowski, M. & Wlodarska- Kowalcsku, M. (2007). Dynamic sedimentary environments of an Artic glacial-fed estuary (Adventfjorden, Svalbard). I. Flux, deposition, and sediment dynamics, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, **74**, 285-296.
- Ziaja, W M. (2001). Glacial recession in Sorkapland and central Nordenkioldland, Spisbergen, Svalbard, during the 20th century. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **33**, 36-41.

Mathey-Mandeuire

- Bossuet, G., Barres, E., Barral, P., Dumont, A., Bensmina, L., Perrault, C., Girardclos, O., Thivet, M., Durost, S., Canet, S., Videau, G., Bégeot, C., Vannière, B. & Dabas, M. (2003). Approches géoarchéologiques et paléoenvironnementale dans la partie sud-ouest de la boucle du Doubs. In : P. Barral (dir.), G. Bossuet, G. Kuhnle, J.-Y. Marc. *Projet Collectif de Recherche « Approche pluridisciplinaire d'une agglomération antique Epomanduodurum (Mandeuire-Mathay, Doubs). Archéologie, territoire et environnement »*. Rapport annuel d'activité 2003. Besançon, SRA de Franche-Comté, p. 25-44.
- Bossuet, G., Thivet, M., Trillaud, S., Biere, Y., Marmet, E., Dabas, M., Valet, J.-M., Barral, P., Mougine, P., Camerlynck, C. & Ruffaldi, P. (2005). Approches géoarchéologiques et paléoenvironnementale dans la partie sud-ouest de la boucle du Doubs. In : P. Barral (dir.), G. Bossuet, S. Chevrier, G. Kuhnle, J.-Y. Marc, M. Thivet. *Projet Collectif de Recherche « Approche pluridisciplinaire d'une agglomération antique Epomanduodurum (Mandeuire-Mathay, Doubs). Archéologie, territoire et environnement »*. Rapport annuel d'activité 2005. Besançon, SRA de Franche-Comté, p. 45-53.
- Marc, J.-Y., André, N., Barral, P., Blin, S., Bossuet, G., Joly, M., Mougine, P., Thivet, M. (2007). Le complexe du sanctuaire et du théâtre de Mandeuire, de ses origines gauloises à sa monumentalisation romaine. In : C. Bélet-Gonda, J.P. Mazimann, A. Richard, F. Schifferdecker (dir.). *Mandeuire, sa campagne et ses relations d'Avenches à Luxeuil et d'Augst à Besançon. Actes des journées archéologiques frontalières de l'Arc jurassien, 21-22 octobre 2005*. Besançon, Presses Universitaires de Franche-Comté et porrentruy, Office de la culture et Société jurassienne d'Emulation (Annales Littéraires, série Environnement, Société et Archéologie 12 ; Cahier d'archéologie jurassienne 20), p. 13-34.

Dépôts de mardelles

- Barth, B., Schneider, C., Schneider, T., Eisinger, D., Didion, A. & Royar, H. (1996). *Les mardelles en Sarre et en Lorraine*. Ed. O.N.F., Direction Régionale de Lorraine, 188 pages.
- Brethes, A. (1976). *Carte des stations de la forêts domaniale du Römersberg (Moselle). Notice provisoire*. INRA, Centre National de Recherches Forestières, 18 pages.
- Defontaine, M.M. & Guyot, H. (1922). Les mardelles de Lorraine. *Revue anthropologique*, **32**, 359-362.
- Degron, R. (1995). Historique de la forêt du Römersberg : une forêt en Lorraine sous l'emprise des salines. *Revue Forestière Française*, **47**(5), 590-597.

- Delafosse, W. (1948). De l'origine des mardelles de Lorraine. *Extrait des Mémoires de l'Académie Nationale de Metz*, 118^{ème} année, 11^{ème} série, tome 17, 24 pages.
- Etienne, D. (2007). *Archives sédimentaires et palynologiques des forêts Lorraines : origines et utilisations anthropiques des mardelles et impact de l'homme sur la végétation du massif du Römersberg depuis 1500 ans*. Mémoire de Master Recherche 2^{ème} année, Université de Nancy, 30 pages.
- Friedrich, M., Kromer, B., Spurk, M., Hofman, J. & Kaiser K.F. (1999). Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, **61**, 27-39.
- Friedrich, M., Remmele, S., Kromer, B., Hofman, J., Spurk, M., Kaiser, K.F., Orcel, C. & Küppers, M. (2004). The 12,460-year Hohenheim Oak and Pine tree-ring chronology from Central Europe - a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. *Radiocarbon*, **46** (3), v-1334, 1111-1122.
- Gillijns, K., Poesen, J. & Deckers, J. (2005). On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. *Catena*, **60**, 43-58.
- Heitz-Weniger, A. (1977). Zur Waldesgeschichte im Unteren Zürichseegebiet während des Neolithikums und der Bronzezeit Ergebnisse pollen analytischer Untersuchungen. *Bauhinia*, **6** (1), 61-81.
- Kromer, B., Friedrich, M., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Remmele, S., Schaub, M. & Talamo, S. (2004). Late Glacial ¹⁴C ages from a floating, 1382-ring Pine chronology. *Radiocarbon*, **46** (3), v-1334, 1203-1209.
- Linckenheld, E. (1927). Les mardelles de Lorraine. *Bulletin de l'Association Philomantique d'Alsace et de Lorraine*, **7** (3), 32^{ème} année, 190-212.
- Munaut, V. (1967). Recherches paléo-écologiques en basse et moyenne Belgique. *Acta Geographica Lovaniensia*, **6**, 191 pages.
- Oldeman, L.R. (1993). An international methodology for an assessment of soil degradation and georeferenced soils and terrain database. *International Soil reference and Information Centre*, **93/6**, 22p.
- Pagnier, C., Walter-Simonnet, A.V., Etienne, D., Ruffaldi, P. & Dambrine, E. (in prep.). Varved sedimentation in a 1500 years old gully system in Lorraine (Eastern France). *Sera soumis aux Comptes-Rendus Géosciences*
- Parent, G.H. (1983). Les paysages de la Lorraine belge. *Réserves Naturelles*, **5**, 3-15.
- Ruffaldi, P., Ritz, F., Richard, H., Dambrine, E. & Dupouey, J.L. (sous presse). Analyse pollinique de la mardelle d'Assenoncourt (Moselle, France) : impact des pratiques agricoles sur la biodiversité végétale en milieu forestier. In : Dupouey, J.L. (éd.), *Actes du Colloque Sylva 2004, INRA/ONF*, Nancy, septembre 2004.
- Sánchez, L.A., Ataroff, M. & López, R. (2002). Soil erosion under different vegetation covers in the Venezuelan Andes. *The Environmentalist*, **22**, 161-172.
- Thoen, D. & Héroult, B. (2006). Flore, groupes socio-écologiques et typologie des mardelles forestières de Lorraine belge et luxembourgeoise. *Bulletin de la Société des naturalistes luxembourgeois*, **107**, 3-25.
- Wingert, J. (1996). *Le fer dans la région de Sarrebourg – Conférence du 11 mars 1996*. Société d'Histoire et d'Archéologie de Lorraine, 51 pages.
- Wischmeyer, W. & Smith, D. (1978). *Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning*. Agriculture Handbook, n°537. Washington, DC, United States Department of Agriculture.

Impact anthropique dans les Vosges et les Hébrides internes

- Andrieu-Ponel V., Texier D., Brulhet J., Beaulieu J.L. (de), Cheddadi R., Gandouin M., Goodess C., Guiter F., Hamelin B., Loutre M.F., Magny M., Masson-Delmotte V., Paillard d., Petit-Maire N., Ponel P., Pons-Branchu E., Reille M., Ruffaldi P., Thorne M.C., Van Vliet-Lanoë B. (sous-presse) - L'évolution climatique et environnementale de la région Meuse/Haute-Marne (France) : témoignage des enregistrements continentaux - Extrapolation des modèles numériques. *Bulletin de la Société Géologique française*.
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M. & Tribouvillard N. (2005). 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, **15**.
- Bégeot C., Magny M., Guiter J., Ruffaldi P. (2001). *Mise à jour des données sur le climat et la végétation passés relatives au site Meuse/Haute-Marne*. Rapport interne final ANDRA, 46 pages

- Bégeot C. & Ruffaldi P. (2000). *Végétation tardiglaciaire et début holocène de haute et basse altitudes dans l'Est de la France*. Colloque "Equilibre et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires: durabilité et mutation, Besançon. (poster).
- Berglund B.E., Birks H.J.B., Jasiewickzowa R. & Wright H.E. (1996). *Palaeo-ecological events during the last 15000 years. Regional synthesis of palaeo-ecological studies of lakes and mires in Europe*. John Wiley and Sons Ltd.
- Birks H.H. (2003). The importance of plant macrofossils in the reconstruction of Lateglacial vegetation and climate : examples from Scotland, western Norway, and Minnesota, USA. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 453-473.
- Blundel A. & Barber K. (2005). A 2800-year palaeoclimatic record from Tore Hill Moss, Strathspey, Scotland: the need for a multi-proxy approach to peat-based climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1261-1277.
- Bossuet G., Richard H., Magny M. & Rossy M. (1997). Nouvelle occurrence du Laacher See Tephra dans le Jura central. L'étang du Lautrey (France). *C.R. Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, **325**, 43-48.
- Bressan D. (2004). *Neubeschreibung eines Laacher-See-Tephra Horizonts im Profil Maxmoor – Vogesen*. Rapport interne, Université d'Innsbruck, 7 pages.
- Dalton C., Birks H.J.B., Brooks S.J., Cameron N.G., Evershed R.P., Peglar S.M., Scott J.A. & Thompson R. (2005). A multi-proxy study of lake-development in response to catchment changes during the Holocene at Lochnagar, north-east Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **221**, 175-201.
- Davies S.M., Branch N.P., Lowe J.J. & Turney C.S.M. (2002). Towards a european tephrochronological framework for Termination 1 and early Holocene. *Phil. Trans. Royal Society of London, A*, **360**, 767-802.
- Firbas F., Grünig G., Weischedel I. & Worzel G. (1948). Beiträge zur spät- und nachzeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen ; In R. Pilger (Ed), *Bibliotheca Botanica, Original-Abhandlungen aus dem Gesamtgebiet der Botanik*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, **121**, 37-43.
- Grafenstein, von U., Erlernkeuser H. & Trimborn P. (1999). Oxygen and carbon isotopes in modern freshwater ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 133-152.
- Janssen C.R. & Janssen-Ketlitz E.L. (1972). A post-atlantic pollen sequence from the tourbière du Tanet (Vosges, France). *Pollens et Spores*, 67-77.
- Krachler M., Mohl C., Emons H. & Shotyk W. (2003). Two thousand years of atmospheric rare earth elements (REE) deposition as revealed by an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Journal of Environmental Monitoring*, **5**, 111-121.
- Langdon P.G. & Barber K.E. (2004). Snapshots in time: precise correlations of peat-based proxy climate records in Scotland using mid-Holocene tephras. *The Holocene*, **14**, 21-33.
- Langdon P.G., Barber K.E. & Hughes P.D.M. (2003). A 7500-year peat-based palaeo-climatic reconstruction and evidence for an 100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 259-274.
- 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. & Bégeot C. (2004) Hydrological changes in the European mid-latitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, **61**, 181-192.
- Michelin Y., Vergne V., Cougoul C. & Cournut S. (2001). Variations des teneurs en éléments minéraux dans un bas-marais holocène : la Vézolle (Chaîne des Puys), première recherche des manifestations anthropiques. *Quaternaire*, **12**, 31-41.
- Miras Y., Guenet P., Surmely F., Michelin Y., Tibile R., Walter-Simonnet A.-V. & Richard H. (2003). Histoire de l'environnement et des dynamiques agropastorales dans le Massif du Cantal : étude pluridisciplinaire de la tourbière de Roussy (Saint-Projet-de-Salers, France). *Quaternaire*, **14**, 4, 265-278.
- Monna F., Petit C., Guillaumet J.-P., Jouffroy-Bapicot I., Blanchot C., Dominik J., Losno R., Richard H., Lévêque J. & Château C. (2004). History and environmental impact of mining activity in Celtic Aeduan territory recorded in a peat-bog (Morvan, France). *Environmental Science and Technology*, American

Chemical Society, **38**, 3, 665-673.

- Monna F., Galop D., Carozza L., Tual M., Beyrie A., Marembert F., Chateau C., Dominik J. & Grousset F. E. (2004) Environmental impact of early Basque mining and smelting recorded in a high ash minerogenic peat deposit. *The Science of The Total Environment*, **327**, 197-214.
- Pilcher J.R. & Hall V.A. (1992). Towards a tephrochronology for the Holocene of the north of Ireland. *The Holocene*, **2**, 255-259.
- Pilcher J.R. (2002). The use of tephra in linking stratigraphic sequences between sites and archives. *ESF-HOLIVAR workshop*, Lammi Finland, April 17-20th 2002. 4 pages.
- Renberg I., Persson M.W. & Emteryd O. (1994). Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature*, **368**, 323-326.
- Ruffaldi P. (1999). Premières traces polliniques de néolithisation des zones de basse altitude de Lorraine (France). *Quaternaire*, **10** (4), 263-270.
- Ruffaldi P. (1997). Nouvelles données sur l'évolution du couvert végétal au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène dans les zones de basse altitude de Lorraine. *Bulletin de la Société Préhistorique Luxembourgeoise*, **19**, 31-40.
- Schwartz D., Thion M., Goepf S., Schmitt C., Casner J., Rosique T., Wuscher P., Alexandre A., Dambrine E., Martin C. & Guillet B. (2005). Premières datations directes de défrichements protohistoriques sur les chaumes secondaires des Vosges (Rossberg, Haut-Rhin). Approche pédoanthracologique. *C.R. Géosciences*, **337**, 1250-1256.
- Shell Y., Berchtold J.P., Callot H., Hoff M., Gall J.C. & Walter J.M. (1998). *L'Alsace et les Vosges*. Delachaux et Niestlé.
- Shotik W., Krachler M., Martinez-Cortizas A., Cheburkin A.K. & Emons H. (2002). A peat bog record of natural, pre-anthropogenic enrichments of trace elements in atmospheric aerosols since 12370 ¹⁴C yr BP, and their variation with Holocene climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 21-37.
- Shotik W., Weiss D.J., Kramers J.D., Frei R., Cheburkin A.K., Gloor M. & Reese S. (2001). Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gruère, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric Pb and lithogenic trace elements (Sc, Ti, Y, Zr, Hf and REE) since 12,370 ¹⁴C yr BP. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **65**, 2337-2360.
- Shotyk W., Blaser P., Grünig A. & Cheburkin A.K. (2000) A new approach for quantifying cumulative, anthropogenic, atmospheric lead deposition using peat cores from bogs : Pb in eight Swiss peat bog profiles. *The science of the total environment*, **249**, 281-295.
- Shotyk W., Goodsite M.E., Roos-Barraclough F., Frei R., Heinemeier J., Asmund G., Lohse C. & Hansen T.S. (2003). Anthropogenic contributions to atmospheric Hg, Pb and As accumulation recorded by peat cores from southern Greenland and Denmark dated using the ¹⁴C « bomb pulse curve ». *Geochimica Cosmochimica Acta*, **67**, 3991-4011.
- Steinmann P. & Shotik W. (1997). Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland). *Chemical Geology*, **138**, 25-53.
- Sudhaus D. (2004). *Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsgenese des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen*. Thèse, Université d'Augsburg, Allemagne.
- van den Bogaard P. & Schmincke H.U. (1985). Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 1554-1571.
- Vergne V. (2004). Les premiers indices d'impact de l'Homme sur le couvert végétal des Vosges. Apport de la bibliographie. Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques. *Annales Littéraires, Presses Universitaires Franc-Comtoises, Série Environnement, sociétés et archéologie*, **7**, 127-133.

Téphrochronologie

- Baales M., Jöris O., Street M., Bittman F., Weninger B. & Wiethold J. (2002). Impact of the Late Glacial eruption of the Laacher See volcano, central rhineland, Germany. *Quaternary Research*, **58**, 273-288.
- van den Bogaard P. & Schmincke H. (1985). Laacher See tephra: A widespread isochronous late Quaternary

- tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 1554-1571.
- Bossuet G., Richard H., Magny M., & Rossy M. (1997). Nouvelle occurrence du Laacher See téphra dans le Jura central. Etang du Lautrey (France). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, **325**, 43-48.
- de Klerk P., Janke W., Kühn P. & Theuerkauf M. (in press). Environmental impact of the Laacher See eruption at a large distance from the volcano: integrated palaeoecological studies from Vorpommern (NE Germany). *Palaeo-geography*.
- Develle A.L. (2006). *Détection, caractérisation et spatialisation des niveaux de cendres volcaniques tardiglaciaires dans le massif des Vosges*. Mémoire de Master 2 Recherche ESS, Université de Franche-Comté, 30 p.
- Eastwood W. J., Pearce N. J. G., Westgate J. A., Perkins W. T., Lamb H. F. & Roberts N. (1998). Geochemistry of Santorini tephra in lake sediments from Southwest Turkey. *Global and Planetary Change*, **21**, 1-3, 17-29.
- Etlicher B., Janssen C. R., Juvigné E., & Leeuwen J. F. N. v. (1987). Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléniglaciaire würmien: environnement et téphra du volcan de la Nugère. *Bulletin AFEQ*, **4**, 229-239.
- Juvigné E., Bastin B., Delibrias G., Evin J., Gewalt M., Gilot E., & Strel M. (1995a) A comprehensive pollen and tephra-based chronostratigraphic model for the late glacial and Holocene period in the french Massif Central. *Quaternary International*, 113-120.
- Juvigné E., Kozarski S., & Nowaczyk B. (1995b). The occurrence of Laacher See tephra in Pomerania, NW Poland. *Boreas*, **24**, 225-231.
- Juvigné E. (1987). Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bulletin AFEQ*, **4**, 241-249.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M. & Negendank J.F.W. (2001). *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1233-1249.
- Litt T., Schmincke H.U. & Kromer B. (2003). Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 7-32.
- Maury R. C., Brousse R., Villemant B., Joron J. L., Jaffrezic H., & Treuil M. (1980). Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bulletin de Minéralogie*, **103**, 250-266.
- Miallier D., Michon L., Evin J., Pilleyre T., Sanzelle S. & Vernet G. (2004 a). Volcans de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) : point sur la chronologie Vasset-Kilian-Pariou-Chopine. *Comptes-Rendus Géosciences*, **336**, 1345-1353.
- Miallier D., Sanzelle S., Pilleyre T., Vernet G., Brugière S. & Danhara T. (2004 b). Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif Central, France). *Comptes-Rendus Géosciences*, **336**, 1-8.
- Moscariello A., & Costa F. (1997). The upper Laacher See Tephra in lake Geneva sediments: paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **77**, 175-185.
- Narcisi B., Petit J.R. & Tiepolo M. (2006). A volcanic marker (92 ka) for dating deep east Antarctic ice cores. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 21-22, 2682-2687.
- 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.
- Pearce N.J.G., Westgate J.A., Perkins W.T. & Preece S.J. (2004). The application of ICP-MS methods to tephrochronological problems. *Applied Geochemistry*, **19**, 3, 289-322.
- Pearce N.J.G., Alloway B.V. & Westgate J.A. (2008). Mid-Pleistocene silicic tephra beds in the Auckland region, New Zealand: Their correlation and origins based on the trace element analyses of single glass shards. *Quaternary International*, **178**, 1, 16-43.
- Riede F. (2008). The Laacher See-eruption (12,920 BP) and material culture change at the end of the Allerød in Northern Europe. *Journal of Archaeological Science*, **35**, 591-599.
- Schmincke H.U., Park C. & Harms E. (1999). Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See volcano (Germany) 12,900 cal BP. *Quaternary International*, **61**, 61-72.
- St Seymour K.S., Christanis K., Bouzinos A., Papazisimou S., Papatheodorou G., Moran E. & Dénès G. (2004). Tephrostratigraphy and tephrochronology in the Philippi peat basin, Macedonia, Northern Hellas

- (Greece). *Quaternary International*, 121, 1, 53-65.
- Street M. (1998). The archaeology of the Pleistocene-Holocene transition in the Northern Rhineland, Germany. *Quaternary International*, 49/50, 45-67.
- Vannière B., Bossuet G., Walter-Simonnet A.V., Ruffaldi P., Adate T., Rossy M., & Magny M. (2004). High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, 19, 797-808.
- Vernet G., Raynal J.P., Miallier D., Pilleyre T., Fain J., Sanzelle S. & Montret M. (1990). La retombée de la Moutade, marqueur stratigraphique de l'Alleröd en Limagne septentrionale (Massif Central, France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 310, série II, 1077-1082.
- Walter-Simonnet AV., Bossuet G., Develle AL, Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Magny M., Adate T., Simonnet J.P., Rossy M., Vannière B., Thivet M., Millet L., Régent B. & Wackenheim C. (2008). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques Tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, 19, 2, 117-132.
- Zolitschka B., Negendank J.F.W. & Lottermoser B.G. (1995). Sedimentological prove and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). *Geologische Rundschau*, 84, 213-219.

Liste des figures

Figure 1 : Variations du climat terrestre depuis le Cambrien.	13
Figure 2 : Variation de la température sur Terre depuis le Crétacé.	14
Figure 3 : Variations de la température depuis 200 AD.	14
Figure 4 : Sites illustrant ce mémoire.	16
Figure 5 : Localisation géographique des sites de Neublans (Jura) et de Mandeuve (Doubs).	20
Figure 6 : Périodes d'occupation successives de la basse vallée du Doubs (reconstitution à partir des données archéologiques). a : période protohistorique, b : Haut Empire Romain, c : Bas Empire Romain, d : Moyen Age.	21
Figure 7 : Carottage N1 : Lithologie, particules de charbon, teneur en CaCo ₃ , susceptibilité magnétique, datations ¹⁴ C, diagramme pollinique très simplifié (seuls le rapport AP/NAP et les % d'IPA réduits à Vitis, Cerealia, Poaceae et Apophytes sont représentés) et minéralogie de la fraction minérale.	22
Figure 8 : Courbes granulométriques (en fréquence non cumulée) obtenues pour les échantillons prélevés sur le carottage N1, dans les tranchées pédologiques F1 et F2, et le profil P.	24
Figure 9 : Déconvolution de la courbe granulométrique obtenue sur l'échantillon de sédiment prélevé à 170 cm de profondeur dans le carottage N1. La courbe générée est reconstituée à partir des pics obtenus par la déconvolution).	25
Figure 10 : Variations de la proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Les pics sont nommés en fonction de la valeur moyenne du mode (moyenne sur tous les échantillons où le pic est présent).	25
Figure 11 : Analyse en Composantes Principales des valeurs de proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Résultat obtenu pour les variables.	26
Figure 12 : Analyse en Composantes Principales des valeurs de proportion relative de la surface des pics obtenus par déconvolution. Résultat obtenu pour les individus.	26
Figure 13 : Carottage N1 : lithologie, diagramme pollinique simplifié, susceptibilité magnétique et résultats de la déconvolution des courbes granulométriques. Les phases G1 à G13 ont été obtenues à partir du traitement des résultats de la déconvolution par ACP.	27
Figure 14 : Situation géographique de la Seine et cartographie des zones d'accumulation vaseuse et d'érosion (modifié d'après Lesourd, 2000).	29
Figure 15 : Historique des aménagements de l'estuaire de Seine.	30
Figure 16 : Situation des six carottages étudiés.	31
Figure 17 : Minéraux argileux présents dans les carottes 1194, 1118, 1122, 1598, 1582 et 1571.	32
Figure 18 : Distribution des échantillons analysés dans un diagramme ternaire kaolinite+smectites-illite+chlorite-interstratifiés+chlorite gonflante.	33
Figure 19 : Corrélation entre les teneurs en scandium et en aluminium.	34
Figure 20 : Distribution de la teneur en zinc en fonction de la teneur en aluminium.	34
Figure 21 : Distribution de la teneur en plomb en fonction de la teneur en aluminium.	35
Figure 22 : Situation géographique du Centre Cotentin.	36
Figure 23 : Localisation et stratigraphie des forages étudiés.	37
Figure 24 : variations latérales dans les dépôts plio-pléistocènes du bassin du Cotentin (d'après Dugué et al., 2000).	38
Figure 25 : Représentation de la composition en minéraux argileux des Formations sédimentaires du bassin de Carentan dans deux diagrammes ternaires.	40

Figure 26 : Analyse en composantes principales des compositions en minéraux argileux des différentes formations géologiques remplissant les bassins de Carentan.	41
Figure 27 : Détails, site par site, de l'ACP de la figure 26.	41
Figure 28 : Carte du Rhône et ses principaux affluents. 1 : station limnimétrique de Valence ; 2: station limnimétrique d'Arles ; station de prélèvement de Beaucaire.	43
Figure 29 : A - Carte des aménagements du Rhône et B - types d'aménagements réalisés (d'après documents de la Compagnie Nationale du Rhône (Anonyme, 1991)).	44
Figure 30 : Changements du profil transversal du Rhône à la suite des différents travaux de rectification de son cours depuis 1850 (d'après Fruget, 1992, 2003). A - 1870 : profil avant les endiguements Girardon ; B - 1970 : profil un siècle après les premiers endiguements Girardon ; C - 1980 : profil après l'aménagement CNR.	45
Figure 31 : Analyse en composantes principales de la composition minéralogique et de la contribution relative de chaque sous-bassin du Rhône.	46
Figure 32 : Evolution du débit liquide moyen journalier (trait noir) et de la charge en suspension moyenne journalière (histogramme bleu) dans le Rhône à Beaucaire entre octobre 1992 et mai 1995.	47
Figure 33 : Différents exemples d'évolution de la concentration en matières en suspension en fonction du débit liquide du Rhône à Beaucaire.	48
Figure 34 : Carte de situation des lochs Etive, Creran et Sunart (côte Ouest de l'écossie) (d'après Austin & Inall (2002) et Traini (2006)).	60
Figure 35 : Carte du Loch Creran et position des carottages LC1, LC4/5, LC8, LC6 (effectués en 2002), GC77, GC78 et GC79 effectués en 2004.	62
Figure 36 : Description des différentes carottes prélevées en 2002 dans le Loch Creran.	63
Figure 37 : Données granulométriques du carottage GC77 (bassin aval du Loch Creran, d'après Traini, 2006) : (a) sables ; (b) fraction moyenne des silts liée au courant (McCave et al., 1995 ; Hass, 2002); (c) concentrations en Na ⁺ (en ppm) mesurées dans le GISP 2 (Groenland central) entre 987 et 1987 ans AD exprimées en variation par rapport à la moyenne à long terme (Dawson et al., 2004). Les flèches indiquent les périodes de grosses tempêtes hivernales en Atlantique Nord (Dawson et al., 2004 ; Noren et al., 2002) et leur influence sur la sédimentation du Loch Creran.	64
Figure 38 : Caractéristiques granulométriques (tamis) et susceptibilité magnétique de la carotte LC8 carottée dans le bassin amont du Loch Creran.	65
Figure 39: Vue satellite du loch sunart et position du carottage MD04-2833 (d'après Traini, 2006).	66
Figure 40 : Représentation des courbes granulométriques en pourcentages cumulés et de la lithologie des sédiments de la carotte MD04-2833. Niveaux de prélèvements des coquilles et bois datés par radiocarbone et contenu sédimentaire observé sous microscope électronique.	67
Figure 41 : Distribution chronologique des cinq faciès sismiques le long de la carotte MD04-2833.	68
Figure 42 : situation géographique du lac de Sewen et du marais de la Maxe dans le massif des Vosges.	70
Figure 43 : carte du lac de Sewen et répartition des différents carottages effectués depuis 1948.	70
Figure 44 : carte du marais de la Maxe et répartition des différents carottages effectués depuis 1948.	71
Figure 45 : lac de Sewen et marais de la Maxe : stratigraphie du remplissage, mesure de la susceptibilité magnétique, zonation palynologique, datations radiocarbone et téphras (VA = Vedde Ash ; LST = Laacher See Tephra).	71
Figure 46 : courbe âge-profondeur dans le lac de Sewen ; les âges ont été calibrés avec le	

logiciel Calib Rev 5.1beta (Reimer et al., 2004).	72
Figure 47 : lac de Sewen : susceptibilité magnétique, populations granulométriques (fréquences cumulées) et courbes granulométriques (fréquences non-cumulées).	73
Figure 48 : marais de la Maxe : susceptibilité magnétique, populations granulométriques (fréquences cumulées) et courbes granulométriques (fréquences non-cumulées).	73
Figure 49 : situation géographique et contexte géologique de l'étang du Lautrey.	74
Figure 50 : situation géographique de la tourbière du Lauza (modifié, Court-Picon, 2007).	75
Figure 51 : variations de divers traceurs paléoenvironnementaux durant le Tardiglaciaire de l'étang du Lautrey.	76
Figure 52 : variations des caractéristiques granulométriques et minéralogiques des sédiments tardiglaciaires de l'étang du Lautrey.	77
Figure 53: Evolutions de quelques traceurs le long de la séquence tardiglaciaire de la tourbière du Lauza (Alpes du Sud).	79
Figure 54 : Schémas de fonctionnement hydrologique des principaux types de tourbières (in Maneville et al., 1999).	81
Figure 55 : localisation de la tourbière de Roussy, commune de Saint-Projet-de-Salers (Cantal).	83
Figure 56 : Localisation de la tourbière de Peyre, commune de Lacapelle-Barrès (Cantal).	84
Figure 57 : Périodes d'anthropisation, zonation pollinique, stratigraphie et variation des teneurs en potassium, phosphore, calcium et magnésium dans la tourbière de Roussy (données hors Tardiglaciaire).	85
Figure 58 : Diagrammes binaires : variation des teneurs en phosphore, potassium, calcium et magnésium (en % poids de matière sèche) en fonction du pourcentage en poids de la fraction minérale dans la tourbe (données hors Tardiglaciaire).	86
Figure 59 :Diagrammes binaires : variation des teneurs en phosphore et magnésium (en % poids de matière sèche) en fonction de la teneur en calcium (en % poids de matière sèche) de la tourbe.	86
Figure 60 : Tourbière de Peyre, évolution de différents traceurs (teneur en eau, composition chimique, micro-charbons, assemblages et zonation polliniques).	88
Figure 61 : Diagrammes binaires ; variation des teneurs en potassium (en mg/L) en fonction du résidu minéral (en % poids) et des teneurs en nitrates, calcium et sodium (en mg/L) de la tourbe.	89
Figure 62 : Description lithologique et courbe âge-profondeur du site du Lauza (d'après Court-Picon, 2007).	90
Figure 63 : Synthèse des analyses réalisées par Court-Picon (2007) (teneur en matière organique, pollens, microfossiles non-polliniques, microcharbons, datations radiocarbone), susceptibilité magnétique et des analyses granulométriques de la fraction détritique.	91
Figure 64 : courbes granulométriques moyennes (A) de la fraction détritique des phases anthropisées et non-anthropisées et (B) des différentes phases anthropisées.	92
Figure 65 : Localisation des centres éruptifs actifs en Europe de l'Ouest durant les 20000 dernières années (modifié, Wulf, 2002).	100
Figure 66 : Position stratigraphique des divers téphras tardiglaciaires présents dans le Jura.	104
Figure 67 : Morphologie des échardes de verre volcanique et phénocristaux caractéristiques du Laacher See Tephra et des éruptions anté-LST du Puy de la Nugère. A - Laacher See Tephra, a à f : échardes de verre volcanique ; B – Téphras Allerød anté-LST, a à c : verre volcanique très altéré, d : mica, e : plagioclase	105
Figure 68 : Morphologie des échardes de verre volcanique du Laacher See Tephra (MM-LST et SW-LST) et du Vedde Ash (MM-1 et SW-1) dans les sites vosgiens (microscopie	

optique et MEB).	106
Figure 69 : Composition chimique des échardes de verre volcanique du LST au Marais de la Maxe et dans la tourbière du lac de Sewen.	107
Figure 70 : Composition chimique des échardes de verre volcanique du Vedde Ash au Marais de la Maxe et dans la tourbière du lac de Sewen.	107
Figure 71 : Corrélation des téphras tardiglaciaires du Jura aux Vosges.	108
Figure 72 : Position stratigraphique des trois téphras observés dans le site de Peyre (Cantal).	109
Figure 73 : Courbe âge-profondeur de la séquence littorale prélevée au lago dell'Accesa, et position des différents téphras reconnus.	109
Figure 74 : Nature des plagioclases du Puy de la Nugère (Boivin et al., 2004), en fonction de la lave-hôte, et position des plagioclases des téphras LT2 et LT3 pré-LST déposés dans la séquence du Lautrey dans un diagramme Ab-An-Or.	111
Figure 75 : Reconstitution des nuages de dispersion des cendres volcaniques du LST, du Vedde Ash et des téphras anté-LST du Puy de la Nugère.	114
Figure 76 : Sites investigués dans le cadre du projet présenté à l'INSU en 2009.	122
Figure 77 : Epaisseur et âge des remplissages de la tourbière du lac de Sewen et du Marais de la Maxe.	123
Figure 78 : Carte de localisation des 2 fjords Kongsfjorden et Adventdalen	126
Figure 79 : Oscillation Nord Atlantique (http://Ideo.columbia.edu/NAO/)	127
Figure 80 : Réseau paléohydrologique holocène du Doubs reconnu à Mandeuire et Mathay (Doubs). D'après Bossuet et al. (2006).	128
Figure 81 : Microtopographie du secteur du théâtre antique de Mandeuire. Le trait rouge figure l'emplacement de la tranchée.	129
Figure 82 : Représentation schématique d'une partie du remplissage sédimentaire mis au jour dans la tranchée. Les courbes de susceptibilité magnétique (en rouge) sont représentées à l'endroit des deux carottages. Les points rouges figurent les échantillons utilisés pour la datation ¹⁴ C	130
Figure 83: a – mardelle à sédimentation argileuse et surface libre, b – mardelle à sédimentation argileuse et radeau flottant (photos D. Etienne).	130
Figure 84 : situation géographique de la forêt domaniale des Capenottes.	131
Figure 85 : photographie et coupe verticale de la mardelle « d'Assenoncourt » (Etienne, 2007).	132
Figure 86 : sédiment varvé, exemple de dénombrement de varves (couples de lamines) grises/noires.	133
Figure 87 : variation de l'épaisseur des varves et de leurs lamines grises et noires respectives ; l'échelle verticale est annuelle ; les zones rouge figurent les données manquantes et les flèches vertes les varves les plus épaisses ; les âges radiocarbone estimés sont calculés à partir des âges obtenus à la base et au sommet de la section de carotte présentée ici et du nombre de varves non mesurées car trop fines.	133
Figure 88 : position géographique des îles de Mull et Iona (Hébrides Internes, Ecosse).	136
Figure 89 : Exemple d'utilisation des éléments en traces pour distinguer des téphras géochimiquement très proches (modifié de St Seymour et al., 2004).	139

Liste des tableaux

Tableau 1 : Comparaison entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées de la charge en suspension totale (CS _{jt}) lors de crues entre 1992 et 1995 (D _{mj} = débit moyen journalier, D _{jmax} = débit journalier maximale, C _{Smj} = charge en suspension moyenne journalière, C _{Sjmax} = charge en suspension journalière maximale.	49
Tableau 2 : Comparaison entre la charge solide en suspension observée et calculée pour trois périodes. Pente et intercept de l'équation de la régression linéaire observée entre valeurs observées (en ordonnées) et calculées (en abscisses). t-test des différences entre les coefficients de régression calculés (pente et intercept) et les valeurs espérées (respectivement 1 et 0). R ² = coefficient de détermination. N = nombre de valeurs utilisées pour chaque période).	49
Tableau 3 : Re-estimation de la charge solide en suspension du Rhône pour la période 1967 - 1996. Q = débit moyen annuel (m ³ .s ⁻¹) ; C _{STA} = charge solide en suspension totale annuelle (en 10 ³ tonnes).	50
Tableau 4 : Composition chimique des téphras reconnus au Lago dell'Accesa et comparaison avec les données de la littérature.	110

2^{ème} partie

Rapport d'activité

CURRICULUM VITAE

Nom patronymique : WALTER

Nom marital : WALTER épouse SIMONNET

Prénoms : Anne-Véronique

Date et lieu de naissance : 06 mars 1964 à Strasbourg (Bas-Rhin).

Nationalité : française.

Situation de famille : mariée, un enfant.

Adresse personnelle : 10, rue de la source - 25220 ROCHE LEZ BEAUPRE

N° de téléphone : 03 81 60 50 22 / 06 74 37 97 43

Adresse professionnelle : UMR 6249 Chrono-Environnement-Géosciences, U.F.R. Sciences et Techniques, 16 route de Gray, 25 030 Besançon Cedex.

N° de téléphone : 03 81 66 62 89.

Email : anne-veronique.walter@univ-fcomte.fr

Fonction : Maître de Conférences des Universités, titulaire depuis 1996.

Etablissement : Université de Franche-Comté.

DIPLÔMES UNIVERSITAIRES

- **Thèse de Doctorat d'Université en Géochimie**, à l'Université d'Aix-Marseille III, France.
"Caractérisation minéralogique et géochimique de l'altération de la carbonatite de Juquiá (S.P., Brésil). Comportement des terres rares dans les minéraux phosphatés".
Laboratoire de Géosciences de l'Environnement, direction : Monsieur D. NAHON (Professeur) et Monsieur R. FLICOTEAUX (Maître de conférence). Allocation de recherche MRT.
Soutenue le 15 mars 1991. Mention très honorable, avec les félicitations du jury.
- **D.E.A. de Géochimie de la Surface**, à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, France.
"Les sédiments métallifères du bloc de Salahi (Oman) : Caractérisation géochimique et minéralogique, origine et évolution". Direction : A.M. KARPOFF (Chargée de Recherche C.N.R.S.) et T. JUTEAU (Professeur). Mention assez-bien.

FONCTIONS ET EXPERIENCES PROFESSIONNELLES

- **De décembre 1992 à février 1994** : **Ingénieur géochimiste** intérimaire (décembre 1992 – janvier 1993) puis sous contrat à durée déterminée (mars 1993 – mars 1994) au Laboratoire de Géochimie du C.E.A. à Cadarache.
- **De septembre 1994 à septembre 1995** : **Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche** au Département de Géologie de l'Université de Caen.
- **De septembre 1995 à septembre 2002** : **Maître de Conférences** de l'Université de Caen, titulaire en activité depuis septembre 1996.
- **Septembre 1999** : **1ère classe** du corps des Maîtres de Conférences.
- **Congé de maternité** du 21 avril au 07 juillet 2000.
- **Du 1er septembre 2000 au 31 août 2002** : **En délégation CNRS** au Laboratoire de Chrono-Ecologie de l'UMR 6565 "Interface milieu naturel-sociétés sédentaires" du CNRS (Université de Franche-Comté à Besançon).
- **Septembre 2002** : **Mutation** à l'Université de Franche-Comté.
- **Depuis septembre 2002** : **Maître de Conférences** de l'Université de Franche-Comté à Besançon.

ACTIVITES DE RECHERCHE

PARTICIPATION A DES PROGRAMMES DE RECHERCHE

- **Septembre - Octobre 1992** : Programme C.E.A. "**Histoire thermique du Bassin de Lodève**" (direction : J. Carpena chargée de recherche C.E.A. Cadarache).
- **1992 - 1994** : Programme C.E.E. "**Oklo**" et à un programme C.E.A. (classé confidentiel).
- **1992 - 1994** : Programme "**Système Fluvial Durance**" (S.R.E.T.I.E., Ministère de l'Environnement) (responsable : C. Parron, Université Aix-Marseille III).
- **1994 - 1998** : Programme régional "**Formations de surface plio-quaternaires**". Travail réalisé dans le Bassin de Carentan situé en Basse Normandie.
- **1994 - 1996** : Programmes PNOC "**Rhône**" et "**Zone Atelier Rhône**" (responsable : D. Pont, ESA CNRS 5023, Université de Lyon I).
- **1997 - 2000** : Programme **SEINE AVAL**, dans le cadre du thème "Dynamique sédimentaire" (responsable: P. Lesueur, UMR 6143, Université de Caen).
- **1999 - 2001** : Programme "**Druance**" financé par l'**Agence de l'Eau Seine-Normandie** (responsables universitaires : A.V. Walter-Simonnet, J.P. Simonnet, J.P. Camuzard).
- **2000 - 2006** : Programme "**Eclipse**" (responsable : M. Magny, UMR 6565).
- **2001 - 2002** : Programme "**PNRN Aléa gravitaire**" (responsable : Y. Guglielmi, Nice).
- **2003 - 2006** : **ACI « CLIMATE »** : *Calibration des variations climatiques à haute fréquence depuis le Dryas récent dans 2 lacs marins, le Loch Sunart et le Loch Creran (NW des Highlands – Ecosse). Application à la modélisation du rebond isostatique.* (responsable : A. Baltzer, UMR 6143)
- **Depuis 2004** : Programme de recherche « **Tourbière de Peyre (La Capelle-Barrès, Cantal) : évolution depuis l'holocène** » financé par la **DRAC** Auvergne (responsables : Y. Miras et E. Surmely, DRAC).
- **Depuis 2004** : Programme **Eclipse** : « Variations tardi- et postglaciaires de niveaux lacustres en Aubrac (Massif Central, France) en relation avec les changements climatiques et l'action de l'homme » (responsable : J.-L. De Beaulieu, IMEP).
- **2004 - 2006** : **BQR** "St Point" 2004, 2005 et 2006 (resp. M. Magny, UMR 6565).
- **2005 - 2008** : "Reconnaissance, caractérisation et spatialisation des retombées de cendres volcaniques entre le massif vosgien et le nord des Alpes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Impacts sur les écosystèmes terrestres et aquatiques", financement **PPF** en 2005, 2006 et 2007 (resp. G. Bossuet, C. Bégeot, A.V. Walter-Simonnet, Univ. Franche-Comté).
- **Depuis 2005** : Programme local « Enregistrements tardiglaciaires et holocènes dans le Massif des Vosges », financement **BQR** 2006 et 2007.
- **Depuis 2007** : Programme **INRA** « Les mardelles de Lorraine : enregistreurs de la biodiversité et de l'impact anthropique », financement **ONF**.

Demandes de financements en cours :

- **BQR** 2008 « Effets de l'anthropisation sur les séquences lacustres ».
- **INSU** 2009 « Sciences de la Terre » : « Chronologie et modalités de la dernière déglaciation dans les Vosges » (responsable : A.V. Walter-Simonnet).
- **INSU** 2009 « Sciences de la Terre » : « Reconnaissance des variations climatiques holocènes à haute

fréquence dans les fjords du Spitzberg » (responsable : A. Baltzer, UMR 6143, Université de Caen).

PARTICIPATION A DES CAMPAGNES OCEANOGRAPHIQUES

- **1998** : Mission d'échantillonnage des sédiments de la Baie de Seine (Seine Aval – INSU) à bord du Côte de la Manche (4 jours).
- **2004** : Campagne ALIENOR, mission Orsane (Ifremer – Institut Polaire Français – IPEV) à bord du RV Marion Dufresne (3 semaines) en Atlantique Nord (Lisbonne – Hébrides – Ecosse – Manche – Golfe de Gascogne - El Ferol).

COLLABORATIONS SCIENTIFIQUES

Contrat post-doctoral au CEA (Cadarache)

C.E.A. (Centre d'étude de Cadarache), Laboratoire de Chimie (Toulouse), I.P.G. (Paris VII)

Université de Caen et UMR 6143 : septembre 1994 – septembre 2000

GEGER (Université de Caen), UMR 6143 (Université de Rouen), Université Aix-Marseille III, EA 2642 Géosciences (Université de Besançon), ESA CNRS 5023 (Université de Lyon I)

Ministère de l'Agriculture, CEMAGREF (Grenoble), Société du Canal de Provence (Aix-en-Provence), EDF, IPSN (Cherbourg), Agence de l'Eau Seine-Normandie (Caen), DIREN de Normandie (Caen), British Geological Survey (Edinburgh, Scotland)

Délégation au CNRS (UMR 6143, Université de Franche-Comté) : septembre 2000 – septembre 2002

Université d'Orsay, EA 2642 Géosciences (Université de Franche-Comté à Besançon)

Université de Neuchâtel (Suisse), Université de Potsdam (Allemagne), Université de Londres (Royaume Uni)

Université de Franche-Comté (EA 2642 puis UMR 6249) : depuis septembre 2002

UMR 6565 (Université de Franche-Comté à Besançon), Université de Montpellier, UMR 6143 (Université de Caen), IMEP (Marseille), INRA Nancy, CERPA (Université Nancy 2), UMR Sisyphe (Université Paris 6)

Parc Naturel Régional des Vosges du Nord, Parc Naturel Régional des Ballons des Vosges, Office National des Forêts, Réserve de Biosphère Transfrontalière Vosges du Nord-Pfälzterwald

Université de Neuchâtel (Suisse), Université d'Innsbruck (Autriche), School of Geography and Geosciences (University of St Andrews, Ecosse), Reactor Centre SURCC (Glasgow, Ecosse)

INSERTION DANS LES EQUIPES DE RECHERCHE

Animation de la recherche

UMR 6143 (Université de Caen)

- **De 1996 à 2000** : **Responsable** du thème « Erosion » de l'UMR 6143.

UMR 6565 (Université de Franche-Comté)

- Participation aux thèmes « Paléoclimatologie » et « Zones humides » de l'UMR 6565.

EA 2642 (Université de Franche-Comté)

- Participation au thème « Interaction eau-roche et transfert » de l'EA 2642.
- Responsable du laboratoire de sédimentologie.

UMR 6249 (Université de Franche-Comté)

- Co-direction du thème 1 de l'UMR Chrono-Environnement.
- Responsable du laboratoire de sédimentologie.

Gestion administrative et financière

- **De 1996 à 2000** : Responsable du Laboratoire de Géochimie de l'UMR 6143.
- **De 1997 à 1999** : Administrateur adjoint du Département de Géologie de l'Université de Caen.
- **2003** : Porteur de projet pour une demande de financement « Investissement » auprès de la Région Franche-Comté. Gestion des crédits obtenus (51 000 € TTC).
- **2004** : Porteur de projet pour une demande intersectorielle « Département Géosciences-Laboratoire de Biologie de l'Environnement-Laboratoire de Chrono-Ecologie » de financement « Investissement » auprès de la Région Franche-Comté. Gestion des crédits obtenus (225 000 € TTC).

Obtention et gestion de contrats de recherche

Obtention d'un financement de thèse de doctorat par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie (thèse de D. Butaeye, soutenue en 2001).

Obtention de financements PPF et BQR de l'Université de Franche-Comté.

Collaborations internationales et insertion dans un réseau international

Suisse : T. Adatte (Université de Neuchâtel)
Allemagne : A. Brauer (Université de Potsdam)
Autriche : J.N. Hass (Université d'Innsbruck)
Ecosse : R. Bates et B. Austin (School of Geography and Geosciences, University of St Andrews), V. Olive (Reactor Centre, SURCC, Glasgow).

Organisation de manifestations scientifiques (colloques, congrès, diffusion des résultats de la recherche en direction du public, ...)

- **1996** : Conférence au Lycée Alain (Alençon, Orne) dans le cadre de la journée « Sciences en Fête ».
- **De 1996 à 2000** : Chargée de l'organisation du stand de l'UFR " Sciences Terre et Aménagement Régional " (STAR) au Salon de l'Etudiant pour le compte du Département de Géologie de l'Université de Caen.
- **1998** :
 - Chargée de l'organisation de la **Semaine de la Science** (thème : les Sciences de la Terre) au Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, pour le compte de l'UPRES A 6143 "Morphodynamique Continentale et Côtière".
 - Chargée des relations avec l'organisme de vulgarisation scientifique régional « Relais d'sciences » pour l'organisation d'une soirée "Bar des Sciences" autour du thème des Sciences de la Terre.
- **2002** : Participation à la réalisation de l'exposition sur le thème « Variations climatiques durant le Quaternaire en Franche-Comté » implantée au Climatorium de la Citadelle de Besançon depuis 2002.
- **2007** : Excursion AFEQ "Vosges" ; présentation sur le terrain du cadre téphrochronologique des dépôts lacustres et palustres tardiglaciaires et holocène du massif vosgien.

ENCADREMENT ET CO-ENCADREMENT D'ETUDIANTS

Maîtrise (Géosciences, Université de Caen)

1996/7 : Encadrement de Valérie Lerouillois - la charge en suspension de la Durance (100%).

1998/9 : Encadrement de Elise Fourreau - les sédiments de Baie de Seine (100%).

2000/1 : Encadrement de Céline Adam et Sylvain Letourneur - respectivement la carbonatite de l'Oldoinyo Lengai (Tanzanie) et les remplissages sédimentaires de la retenue de Pontécoulant (Condé-sur-Noireau, Calvados) (100%).

DESS Eaux continentales-eaux marines (Géosciences, Université de Caen)

1996/7 : Encadrement de Arnaud Guerin - le risque volcanique (100%).

2000/1 : Encadrement de Frédéric Walter - les retombées de Tchernobyl (100%).

DEA 3GS (Universités de Lille I et Caen)

1996/7 : Co-encadrement (70%) avec JP. Camuzard (Université de Caen) de Damien Butaeye - "Pédologie, minéralogie et géochimie des altérites rubéfiées d'Ecouves (Normandie, France)".

2001/2 : Co-encadrement (30%) avec J. Rodet (Université Rouen) de Emmanuel Dupuis lors de son travail de recherche sur les remplissages karstiques en Normandie (Grotte des Petites Dalles et Bellou-sur-Huisne).

DEA ESS (Université de Franche-Comté)

2004/5 : Co-encadrement (10%) avec M. Buatier et M. Steinmann (EA 2642, UFC) de Sabine Bodeï - "Spéciation et état d'oxydation du Mn et du Fe dans des sédiments et dépôts métallifères marins".

Licence 3 (Géosciences, Semestre S6, Université de Franche-Comté)

2005/6 : Encadrement de trois étudiants pour leurs stages de recherche (TER) (100%)

2006/7 : Encadrement de deux étudiants pour leurs stages de recherche (TER) (100%)

2007/8 : Encadrement d'un étudiant pour son stage de recherche (TER) (100%)

Master 1 Recherche ESS « Géosciences » (Université de Franche-Comté)

2006/7 : Co-encadrement (50%) avec J.P. Simonnet, G. Bossuet et C. Bégeot (UMR 6565) de Claire Pagnier - « Remplissage sédimentaire tardiglaciaire dans la tourbière du lac de Sewen (Vosges) ».

2007/8 : Co-encadrement (50%) avec J.P. Simonnet et G. Bossuet (UMR 6249, UFC) de Damien Linoir - « Remplissage sédimentaire tardiglaciaire dans la tourbière du Lauza (Champsaur, France) – Influence du climat ».

Co-encadrement (50%) avec J.P. Simonnet et G. Bossuet (UMR 6249, UFC) de Maelys Corgini - « Sédimentation tardiglaciaire dans le lac de Sewen (Vosges du Sud, France) ».

Master 2 Recherche ESS (Université de Franche-Comté)

2005/6 : Co-encadrement (50%) avec M. Steimann (EA 2642, UFC) et P. Stille (ULP Strasbourg) de Stéphanie Bontemps - « Transferts de matière dans un bassin versant du massif Central français ».

Co-encadrement (70%) avec G. Bossuet, C. Bégeot (UMR 6565, UFC) et M. Rossy (EA 2642, UFC) de Anne-Lise Develle - « Téphrochronologie tardiglaciaire dans le massif des Vosges ».

2007/8 : Co-encadrement (60%) avec J.P. Simonnet et P. Ruffaldi (UMR 6249, UFC) de Claire Pagnier - « Remplissages sédimentaires des mardelles de Lorraine. Action anthropique ou climatique ? ».

2008/9 : Co-encadrement (60%) avec G. Bossuet, J.P. Simonnet (UMR 6249, UFC) et M. Court-Picon

(Museum Bruxelles) de Damien Linoir - « Enregistrement sédimentaire des variations climatiques et des phases d'anthropisation dans les tourbières du Champsaur (Alpes du sud) ».

Thèse d'Université

Co-encadrement de la thèse de

Damien Butaeye (Université de Caen, **soutenu en 2001**) ; co-encadrement (70%) avec E. Laville (UMR 6243, Université de Caen) et J.P. Simonnet (Université de Franche-Comté) ; sujet : « Hydrodynamique, érosion et transports chimique et particulaire dans le bassin versant de la Druance (Normandie) ». Financement Agence de l'Eau Seine-Normandie. Thèse soutenue le 13 septembre 2001, mention très honorable avec félicitations.

Aurélie Leroux (2006-2009) ; co-encadrement (30%) avec M. Magny (UMR 6565) et V. Bichet (EA 2642, UFC) (Université de Besançon) ; sujet : « Marqueurs sédimentaires des changements de l'environnement et du climat dans les remplissages sédimentaires dans la haute vallée du Doubs (France) depuis la fin de la dernière glaciation (environ 20 000 ans) ». Financement Ville de Besançon et BQR.

Zohra Mokeddem (2006-2009) ; co-encadrement (30%) avec A. Baltzer (UMR 6143 Caen) ; sujet : « Fluctuations climatiques depuis 20000 ans enregistrées dans les remplissages sédimentaires des Lochs Sunart et Creran (Nord-Ouest Ecosse) ». Financement Fondation Schlumberger, ACI CLIMATE et IFP.

Participation aux travaux de thèse de

Stéphane Baize (**soutenu en 1998**) ; sujet : « Formations plio-pléistocènes de Normandie » (UMR 6243, Université de Caen) ;

Sandric Lesourd (**soutenu en 2000**) ; sujet : « Hydrodynamique sédimentaire et processus d'envasement de l'estuaire de Seine » (UMR 6243, Université de Caen) ;

Boris Vannière (**soutenu en 2001**) ; sujet : « Apports des résidus charbonneux dans divers sites archéologiques français » (Université d'Orsay) ;

David Etienne (2007-2010) ; sujet : « Les mardelles de Lorraine : enregistreurs de la biodiversité et de l'impact anthropique sur le paysage » (UMR 66249, Université de Franche-Comté et INRA Nancy).

Rubens Hardt (2008-2011) ; sujet : « Incidences du karst dans la géomorphologie du grès dans le relief de cuesta : l'exemple de la Serra de Itaqueri (Etat de São Paulo – Brésil) – traitements infographiques » (UMR 6143, Université de Caen et UEPJMF/UNESP, Rio Claro, SP, Brésil).

ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT

PARTICIPATION A DES TÂCHES ADMINISTRATIVES D'INTERET COLLECTIF

Mandats

Commissions de spécialistes

- *De 1998 à 2001* :

- Membre **titulaire** de la **Commission de Spécialistes** sections 35 et 36 de l'Université de **Caen**.
- Membre **suppléant** des **Commissions de Spécialistes** sections 35 et 36 des Universités de **Rouen**

et d'Orsay.

- *De 2001 à 2004* : Membre **titulaire** de la **Commission de Spécialistes** sections 35 et 36 de l'Université d'Orsay.

- *De 2002 à 2008* : Membre **suppléant** de la **Commission de Spécialistes** sections 35 et 36 de l'Université de Franche-Comté.

- *Depuis 2008* : Membre **titulaire** de la **Commission de Spécialistes** sections 35 et 36 de l'Université de Franche-Comté.

Université de Caen

- *De 1999 à 2001* : Membre du **Conseil Scientifique** de l'Université de Caen.

Département de Géologie de Caen et UMR 6143

- *De 1997 à 1999* : **Administrateur adjoint** du Département de Géologie de l'Université de Caen ;

- *De 1996 à 2000* : **Responsable** du thème « Erosion » de l'UMR 6143.

Université de Franche-Comté

- *Depuis 2008* : Membre élu du Collège B au **Conseil de Gestion de l'UFR Sciences et Techniques** de l'Université de Franche-Comté.

Responsabilités collectives

Organisation

- *De 1996 à 2000*

- **Responsable du Laboratoire de Géochimie** de l'UPRES A CNRS 6143 (Caen) ;
- Chargée de l'organisation du stand de l'UFR " Sciences Terre et Aménagement Régional " (STAR) au **Salon de l'Étudiant** pour le compte du Département de Géologie de l'Université de Caen.

- *En 1998*

- Chargée de l'organisation de la **Semaine de la Science** (thème : les Sciences de la Terre) au Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, pour le compte de l'UPRES A 6143 "Morphodynamique Continentale et Côtière" ;

- Chargée des relations avec l'organisme de vulgarisation scientifique régional « **Relais d'sciences** » pour l'organisation d'une soirée "Bar des Sciences" autour du thème des Sciences de la Terre (Caen).

- *Depuis 2004*

- Responsable du **semestre 6** du parcours Licence Géosciences (Besançon) ;
- Responsable du **laboratoire de sédimentologie** de l'EA 2642 puis de l'UMR 6249.

Associations

- *De 1995 à 2000* : Représentante des enseignants et membre du Bureau de l'**Association Caen-Geyser** (Association des Etudiants en Sciences de la Terre de l'Université de Caen).

FONCTIONS ET SITUATIONS SUCCESSIVES DEPUIS 1994

- *Septembre 1994 - Septembre 1995* : Attachée Temporaire d'Enseignement et de Recherche au Département de Géologie de l'Université de Caen.
- *De septembre 1995 à septembre 2002* : Maître de Conférences de l'Université de Caen, titulaire depuis septembre 1996.
- **Congé de maternité** du 21 avril au 07 juillet 2000.
- **Délégation CNRS** de septembre 2000 à septembre 2002 à l'UMR 6565 Chrono-Ecologie à Besançon..
- *Depuis septembre 2002* : Maître de Conférences de l'Université de Franche-Comté à Besançon.

CRÉATION ET MISE EN PLACE D'ENSEIGNEMENTS

Lors de mon recrutement en tant qu'ATER à l'Université de Caen (septembre 1994), je me suis retrouvée seule enseignante-chercheuse du Département utilisant les caractéristiques géochimiques de roches et minéraux dans le cadre de ma recherche. C'est la raison pour laquelle j'ai été chargée de créer et mettre en place un enseignement de **Géochimie** dans le cadre de la Licence et de la Maîtrise Sciences de la Terre (cours : 30h, TD : 30h, TP : 20h). En 1999, l'école d'ingénieurs INTECHMER de Cherbourg m'a demandé de mettre en place et d'assurer un enseignement de **Minéralogie, Cristallographie, Genèse et évolution des magmas et Pétrologie des roches endogènes et métamorphiques**, pour des étudiants de 1^{ère} année (cours : 12h).

ENSEIGNEMENTS RÉALISÉS

Depuis mon recrutement à l'Université de Caen, de mutation en LMD, j'ai été amenée à enseigner dans différents cursus. Afin d'éviter les répétitions, j'ai choisi de présenter ces enseignements, leurs contenus et les années durant lesquelles je les ai dispensés, en fonction du niveau des étudiants.

• DEUG B, STU et SVT, Licence, Maîtrise, DEA et DESS anté-LMD

DEUG B 1^{ère} année (Caen) :

Enseignements réalisés de septembre 1994 à juin 1996.

- Evaluation des connaissances en **Géologie générale** (travaux dirigés : 14h).
- Mise à niveau en Géologie générale (TD : 30h en 1994/95, 22h en 1995/96) : **pétrologie des roches magmatiques et sédimentaires, évolution de la vie, sismique, géophysique.**
- Introduction à la Géologie (TD : 25h en 1994/95, 28h en 1995/96) : **datation relative et absolue, déformations de la croûte terrestre, métamorphisme.**

DEUG SV1 (Montbéliard) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2004.

Géologie générale (cours : 8h, TD : 4h, TP : 75h, TER: 10h, excursion : 8h).

DEUG SV2 (Montbéliard) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2004.

Géologie générale (cours : 10h, TD : 10h, TP : 33h, excursion commune SV1-SV2).

DEUG STUSV1 (Besançon) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2003.

TPE (TP : 20h), **TER** (TP : 13h), **FGS** (TD : 18,5h, TP : 12h)

DEUG SV2 (Besançon) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2004.

Cartographie (TD : 3h, TP : 10h).

DEUG STU2 (Besançon) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2004.

Chimie de l'atmosphère (cours : 3h).

Licence Sciences de la Terre (Caen) :

•• *Enseignements réalisés de septembre 1994 à septembre 2000 :*

Compte Tenu de l'absence de cours de Géochimie en Licence Sciences de la Terre les années précédant mon recrutement, j'ai choisi, pour **la première année**, de construire un cours de **Géochimie Générale** (cours : 15h, TD : 10h).

L'année suivante, j'ai modifié cet enseignement afin de le focaliser sur la **Géochimie appliquée à la géodynamique interne et à la pétrologie endogène** (cours : 15h, TD : 10h). **En septembre 1998**, j'ai pu ajouter un enseignement de **Cosmologie** au cours de Géochimie sous forme d'un chapitre introductif détaillé. Dès lors, cet enseignement a vu son volume horaire augmenter (cours : 20h, TD : 15h).

Dans le cadre de la Licence Sciences de la Terre, j'ai participé à :

- l'encadrement d'un **stage de terrain** (TD : 24h) dont le thème est l'histoire géologique du Cotentin à travers l'expression et les caractéristiques de ses roches magmatiques et métamorphiques et de ses dépôts sédimentaires
- l'encadrement d'étudiants pendant leur travail personnel de **cartographie de terrains sédimentaires en Normandie** (TD : 8h)

•• *Enseignements réalisés de septembre 1996 à septembre 2000 :*

Pétrologie endogène (cours : 15h). A partir de septembre 1998, suite à une réorganisation des enseignements de Licence Sciences de la Terre, mon intervention dans l'unité d'enseignement " Pétrologie endogène " a augmenté et correspond désormais à 10 h de cours et 15 h de TD.

Maîtrise Sciences de la Terre (Caen) :

Enseignements réalisés de septembre 1994 à septembre 2000.

Compte Tenu de l'absence de cours de Géochimie en Licence Sciences de la Terre avant mon recrutement, **durant l'année 1994-1995** j'ai choisi de construire l'enseignement de Géochimie de Maîtrise (cours : 15h) selon le même plan que celui dispensé en Licence et de le compléter par le cycle du strontium (étude à partir des rapports isotopiques).

L'année suivante, j'ai remplacé ce cours par un enseignement de **Géochimie de la Surface** (cours : 15h). Puis, **en septembre 1998**, à l'occasion de modifications survenues dans le programme de Maîtrise suite à la demande de renouvellement de l'habilitation pour la Licence et la Maîtrise Sciences de la Terre et de l'Univers, l'enseignement de la Géochimie de la Surface a vu son volume horaire augmenter (cours : 10h, TD : 15h, TP : 20h).

Dans le cadre de la Maîtrise Sciences de la Terre, j'ai participé à :

- l'encadrement d'un **stage de terrain** (TD : 60h) **de cartographie de terrains sédimentaires et altérites** dans la région de Sisteron pendant 2 années consécutives, puis à l'encadrement d'un **stage de terrain** (TD : 60h) **de géologie historique** (cofinancé par l'Office Franco-Allemand de la Jeunesse) en collaboration avec le Département de Géologie de l'Université de Würzburg (Allemagne) pendant les années suivantes
- l'encadrement d'étudiants pendant leur **stage de recherche** (volcanisme carbonatitique de l'Oldoinyo Lengai, sédimentologie actuelle en Baie de Seine, ...)

Licence Sciences Naturelles (Caen) :

Enseignements réalisés de septembre 1994 à septembre 2000.

Géochimie - Pétrologie endogène (cours : 10h, TD : 21h, TP : 25h).

Maîtrise Sciences Naturelles (Caen) :

Enseignements réalisés de septembre 1995 à septembre 2000.

Création et mise en place d'un enseignement de **Géochimie de la Surface et Formations Superficielles** (cours : 7h, TD : 6h).

Licence Maths et Licence Physique-Chimie (Besançon) :

Enseignements réalisés de septembre 2002 à juin 2004 : **méthodes de datation** (cours : 1,5h), **minéralogie et pétrologie** (TP : 6h),

- *depuis septembre 2004 (modification suite à la réforme LMD) :* **géologie du quotidien** (si !) (cours : 10h).

Maîtrise Archéologie (Besançon-Dijon) :

Enseignements réalisés de février 2000 à février 2004.

Faciès sédimentaires et environnements de dépôts (TD : 2h).

DESS (Caen) :

Enseignement réalisé en 1999/2000, dans le cadre du DESS "Environnement, eaux marines et eaux continentales" des Universités de Caen et Rouen.

Cet enseignement, réalisé sous la forme d'une conférence, est axé sur l'étude des problèmes de **pollution** de notre environnement par le biais de certains isotopes (cours : 3h, TD : 3h).

DEA (Caen) :

Enseignement réalisé de septembre 1998 à septembre 2000, dans le cadre du DEA 3GS de l'Université de Lille.

Cet enseignement, réalisé sous la forme d'une conférence, est axé sur l'étude de l'**érosion** par le biais des éléments en traces et de certains isotopes (TD : 3h).

• **Licence et Master post-LMD**

Semestre 1 Licence Géosciences (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Géologie générale (TD : entre 16 et 32h selon les années).

Semestre 4 Licence Géosciences (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Sédimentologie en domaine continental (cours : 3h, TD : 11h, TP : 16h)

Semestre 4 Licence Biologie de l'Environnement (Montbéliard) :

Enseignements réalisés de 2004 à 2006.

Histoire de la Terre, Sédimentologie (cours : 17h).

Semestre 5 Licence Géosciences, mutualisé avec Master Environnement Santé Société (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Chimie et pollutions atmosphériques (cours : 2,5h, TD : 1,5h, TP : 33h).

Semestre 6 Licence Géosciences (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Encadrement de stage de recherche (TP : 6h).

Semestre 6 Licence Sciences Vie (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Cartographie « Géologie de la France » (TP : 32h).

Semestre 6 Licences Maths et Licence Physique-Chimie (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004 (modification suite à la réforme LMD) : géologie du quotidien (= préparation au concours d'entrée à l'IUFM) (cours : 10h).

Semestre 7 Master 1 Géologie Appliquée (Besançon) :

Enseignements réalisés depuis septembre 2004.

Pédologie (cours : 6h), **stage de terrain "formations superficielles"** (TP : 22h), **tutorat de stage en entreprise** (TD : 4h).

Semestre 8 Master 1 Recherche ESS (Besançon) :

Enseignements réalisés de 2006 à 2008.

Méthodologie et stage de terrain « formations glaciaires dans les Vosges » (TD : 15h ; TP : 5h)

• **DAEU B** (Diplôme d'Aptitude à l'Enseignement Supérieur, Besançon):

Enseignement réalisé depuis septembre 2002 (télé-enseignement et tutorat).

Géologie générale (20h TD)

• **IUFM** (Caen) :

Enseignements réalisés de septembre 1996 à septembre 1999.

Création et mise en place d'un enseignement axé selon trois thèmes : **datation relative, datation absolue, grandes corrélations mondiales géochimiques et sédimentaires** (cours : 5h, TD : 4h).

Suite à une demande des étudiants, j'ai assuré en 1998-1999 un entraînement à l'épreuve écrite du CAPES pour la partie Sciences de la Terre, ainsi qu'une épreuve de CAPES " blanc ".

Enseignements réalisés en 1999/2000.

Septembre 1999 a vu le recrutement par l'IUFM d'un Maître de Conférences affecté aux enseignements de géologie. Dès lors, mon intervention à l'IUFM s'est réduite à 3 heures d'intervention sur le thème "datations relatives et absolues".

• **INTECHMER** (Conservatoire National des Arts et Métiers, Cherbourg) :

Enseignement réalisé en 1999/2000.

L'école d'ingénieurs INTECHMER de Cherbourg m'a demandé d'assurer un enseignement de **Minéralogie, Cristallographie, Genèse et évolution des magmas et Pétrologie des roches endogènes et métamorphiques**, pour des étudiants de 1ère année (cours : 12h).

Bilan

Année	1994/95	1995/96	1996/97	1997/98	1998/99	1999/2000	2000/01
Total (éq. TD)	192h	255h	240h	237h	248h+12hCNAM	181h	CNRS

Année	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/8
Total (éq. TD)	CNRS	223h	207h	192h	238h	260h	228h

Année	2008/09
Total (éq. TD)	276h

3^{ème} partie

Liste complète des publications et communications

Liste des publications

Les personnes dont les noms sont soulignés sont des étudiants qui étaient en DEA, thèse ou post-doctorat lors de la rédaction de la publication.

Internationales avec comité de lecture

- A1 - LEROUX A., BICHET V., **WALTER-SIMONNET A.V.**, MAGNY M., ADATTE T., GAUTHIER E., RICHARD H. & BALTZER A. – acceptée - The Late-Glacial- Holocene sequence of Lake Saint-Point: detrital inputs as record of climate change and anthropic impact. *Compte-Rendus Géosciences*.
- A2 - MAGNY M., VANNIÈRE B., DE BEAULIEU J.L., BEGEOT C., HEIRI O., MILLET L., PEYRON O. & **WALTER-SIMONNET A.V.** – 2007 - Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. *Quaternary Science Reviews*, 26, 15/16, 1951-1964.
- A3 - MAGNY M., DE BEAULIEU J.L., DRESCHER-SCHNEIDER R., VANNIÈRE B., **WALTER-SIMONNET A.V.**, MIRAS Y., MILLET L., BOSSUET G., PEYRON O., BRUGIAPAGLIA E. & LEROUX A. – 2007 - Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 26, 13/14, 1736-1758.
- A4 - MILLET L., VANNIERE B., VERNEAUX V., MAGNY M., DISNAR J.R., LAGGOUN-DEFARGE 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.
- A5 - MOKEDDEM Z., BALTZER A., CLET-PELLERIN M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BATES R. & BALUT Y. - 2007 - Fluctuations climatiques enregistrées depuis 20000 ans dans le remplissage sédimentaire du Loch Sunart (Nord-Ouest Ecosse). *Comptes Rendus Géosciences*, 339, 150-160.
- A6 - MARTINEAU R., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, GROBETY B. & BUATIER M. - 2007 – Clay resources and technical choices for neolithic pottery (Chalain, Jura, France): chemical, mineralogical and grain-size analyses. *Archaeometry*, 49, 23-52.
- A7 - MAGNY M., AALBERSBERG G., BÉGEOT C., BENOIT-RUFFALDI P., BOSSUET G., DISNAR J.R., HEIRI O., LAGGOUN-DEFARGE F., MAZIER F., MILLET L., PEYRON O., VANNIÈRE B., **WALTER-SIMONNET A.V.** - 2006 - Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Late Glacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, 25, 414-445.
- A8 - MAGNY M., DE BEAULIEU J.L., VANNIERE B., **WALTER-SIMONNET A.V.**, DRESCHER-SCHNEIDER R., MILLET L., BOSSUET G., PEYRON O. - 2006 - Climatic oscillations in central Italy during the Last Glacial-Holocene transition: the record from Lake Accesa. *Journal of Quaternary Science*, 21, 4, 311-320.
- A9 - VANNIÈRE B., BOSSUET G., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, RUFFALDI P., ADATTE T., ROSSY M. & MAGNY M. - 2004 - High resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene Transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, 19, 797-808.
- A10 - 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 Sciences*, 30, 1283-1299.
- A11 - PONT D., SIMONNET J.P. & **WALTER-SIMONNET A.-V.** - 2002 - Medium-term changes in the suspended sediment delivery to the oceans : consequences of catchment heterogeneity and river management. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 1-18.

A12 - CLET-PELLERIN M., BAIZE S., **WALTER A.-V.**, DUGUÉ O. & COUTARD, J.-P. - **1997** - Mise en évidence d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans une formation fluviatile du seuil du Cotentin (Normandie, France). *Géographie Physique du Quaternaire*, 51, 363-378.

A13 - DUGUÉ O., CLET M., **WALTER A.-V.**, BAIZE S. & COUTARD J.P. - **1997** - Enregistrement d'un interglaciaire du Pléistocène inférieur dans des tourbes du Seuil du Cotentin (Normandie, France). *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 324, IIa, p.583-590.

A14 - **WALTER A.-V.**, FLICOTEAUX R., PARRON C., LOUBET M. & NAHON D. - **1995** - Rare earth elements and isotopes in minerals from the Juquiá carbonatite (Brazil) : tracers of successive hypogene mineralizations. *Chemical Geology* , 120, 27-44.

A15 - **WALTER A.-V.**, NAHON D., FLICOTEAUX R., GIRARD J.P. & MELFI, A. - **1995** - Behavior of major and trace elements and fractionation of REE under tropical weathering of a typical apatite-rich carbonatite from Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, p.591-602.

A16 - GIRARD J.P., FLICOTEAUX R., **WALTER A.-V.**, SAVIN S.M. & NAHON D. - **1993** - Oxygen and carbon isotopic compositions of structural carbonate in some supergene apatites of laterites. *Applied Geochemistry* , 8, p.617-632.

A17 - FLICOTEAUX R., **WALTER A.-V.**, BONNOT-COURTOIS C. & TOLEDO-GROKE M.-C. - **1990** - Transformation and precipitation of phosphates during weathering : characterization by REE distributions. *Chemical Geology*, 84, 1/4, p. 365-367.

A18 - **WALTER A.-V.**, FLICOTEAUX R., GIRARD J.P., LOUBET M. & NAHON D. - **1990** - REE pattern in apatites from the Juquiá carbonatite, Brazil. *Chemical Geology*, 84, 1/4, p. 378-380.

A19 - KARPOFF A.M., **WALTER A.-V.** & PFLUMIO C. - **1988** - Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman) : mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution. *Tectonophysics*, 151, p. 223-245.

Soumises :

DEVELLE A.-L., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BOSSUET G., BEGEOT C., BENOIT-RUFFALDI P., SIMONNET J.-P., ROSSY M. & WACKENHEIM C. - soumis - Laacher See Tephra and Vedde Ash in sequences from the Vosges mountains (Eastern France). Soumise à *Quaternary Science Reviews*.

BALTZER A., BATES R., MOKEDDEM Z., CLET-PELLERIN M., **WALTER-SIMONNET AV**, BONNOT-COURTOIS C. & AUSTIN W.A. - soumis Juin 2008 - First pollen analyses conducted on a long core in a scottish Sea Loch (northwest coast) combined to acoustic seismic facies : a key to follow climatic changes since 20 000 yrs BP. *Geological Society of London*,, *special publication*.

MOKEDDEM Z., BALTZER A., GOUBERT E., CLET-PELLERIN M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BONNOT-COURTOIS C. - soumis -. Multi proxies reconstruction of palaeoenvironmental evolution since the Late Glacial Maximum in a fjord environment : Loch Sunart (NW Scotland). *Journal of Quaternary Science*.

Nationales avec comité de lecture

A20 - **WALTER-SIMONNET AV.**, BOSSUET G., DEVELLE AL, BEGEOT C., BENOIT-RUFFALDI P., MAGNY M., ADATTE T., SIMONNET J.P., ROSSY M., VANNIERE B., THIVET M., MILLET L., REGENT B. & WACKENHEIM C. - **2008** - Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques Tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, 19, 2, 117-132.

A21 - DRESCHER-SCHNEIDER R, DE BEAULIEU JL, MAGNY M, **WALTER-SIMONNET AV**, BOSSUET G, MILLET L, BRUGIAPAGLIA E, DRESCHER A. - **2007** - Vegetation history, climate and

human impact over the last 15 000 years at Lago dell'Accesa (Tuscany, central Italy). *Vegetation History and Archaeobotany*, 16, 279-299.

A22 - MIRAS Y., GUENET P., SURMELY F., MICHELIN Y., TIBLE R., **WALTER-SIMONNET A.V.** & RICHARD H. - **2003** - Histoire de l'environnement et des dynamiques agro-pastorales dans le Massif du Cantal : la tourbière de Roussy (Saint-Projet-de-Salers, France). *Quaternaire*, 14, 4, p. 265-278.

Actes de colloques

LEROUX A., BICHET V., **WALTER-SIMONNET A.V.**, MAGNY M., ADATTE T., GAUTHIER E., RICHARD H. - **2008** - La séquence tardiglaciaire-holocène du lac Saint-Point (massif du Jura, France) : dynamique de la végétation, contrôle principal de l'évolution du détritisme. *Actes du Colloque GDR Jur'Alp, Aix-en-Provence, 2007*.

MIRAS Y., SURMELY F., GUENET P., VANNIERE B., **WALTER-SIMONNET A.V.** & TZORTZIS S. - **2006** - Dynamiques d'occupation et histoire de l'environnement d'un terroir de moyenne montagne : la tourbière de Peyre (Lacapelle-Barrès, Cantal, Massif Central) et ses alentours. Premiers résultats. *Actes du séminaire "Gestion des paléoenvironnements et stratégies d'exploitation des milieux en moyenne montagne par les sociétés humaines"*, Pierrefort (19-20 juin 2003), Presses Universitaires de Franche-Comté, 157-184.

BOSSUET G., VANNIERE B., **WALTER-SIMONNET A.V.**, GAUTHIER E., PETIT C., BUATIER M., BARRAL P. & DAUBIGNEY A. - **2002** - Caractérisation des changements environnementaux dans la basse vallée du Doubs (Neublans, Jura, France) durant le premier millénaire après J.C. In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans. Errance (éd.)*, Archéologie aujourd'hui, éditions Errance. Actes du séminaire "Paléohydrologie des 15 derniers millénaires" du Programme Environnement, Ville et Société, Motz (Savoie), 10 pages.

MAGNY M., BÉGEOT C., RUFFALDI P., BOSSUET G., MARGUET A., BILLAUD Y., MILLET L., VANNIERE B., **WALTER A.-V.** & MOUTHON J. - **2002** - Variations paléohydrologiques de 14700 à 11000 cal BP dans le Jura et les Préalpes française. In J.-P. Bravard et M. Magny (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans. Archéologie aujourd'hui, éditions Errance*. Actes du séminaire "Paléohydrologie des 15 derniers millénaires" du Programme Environnement, Ville et Société, Motz (Savoie), p. 135-142.

Didactiques et non référencées

MIRAS Y., SURMELY F., MURAT R., TZORTZIS S., COURTADON J.-L., BOUDON P., ALEXANDRE A., MOSSAND P., SAVIGNAT A., DELRIEU F., CANTOURNET C., PHALIP B., CHEVALIER P., NICAUD J., **WALTER-SIMONNET A.V.**, VANNIERE B., GUENET P., DOUSTEYSSIER B., TRESCARTE J., CABANIS M., BOSSUET G., MURAT R., HEINZ C., NICOLAS V., LIETHOUDT C. & PION P. - **2006** - Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal). *Rapport terminal de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne*. 118 pages.

MIRAS Y., SURMELY F., MURAT R., TZORTZIS S., COURTADON J.-L., BOUDON P., ALEXANDRE A., MOSSAND P., SAVIGNAT A., DELRIEU F., CANTOURNET C., PHALIP B., CHEVALIER P., NICAUD J., **WALTER-SIMONNET A.V.**, VANNIERE B., GUENET P., DOUSTEYSSIER B., TRESCARTE J., CABANIS M., BOSSUET G., MURAT R., HEINZ C., NICOLAS V., LIETHOUDT C. & PION P. - **2005** - Premières traces d'anthropisation et évolution des activités agropastorales révélées par l'analyse pollinique des zones humides, corrélées aux données archéologiques : application au sud Cantal. Communes de Lacapelle-Barrès, Malbo, Saint-Clément et Pailherols (Cantal). *Rapport intermédiaire de la prospection thématique trisannuelle, DRAC Auvergne*. 22 pages.

WALTER A.-V. & CARPENA J. - 1994 - Influence de la composition chimique du thermochronomètre apatite sur les cinétiques de recuit des traces de fission de l'uranium. In : *Rapport technique du CEA*, diffusion restreinte, 69 pages.

CARPENA J. & **WALTER A.-V. - 1993** - Histoire thermique des zones de réaction d'Oklo. Première phase - Test de faisabilité des datations traces de fission - Caractérisation des apatites. *Rapport C.E.E.* , diffusion restreinte, 8 pages.

SIMONNET J.P., PARRON C. & **WALTER A.-V. - 1992** - Caractérisation minéralogique et identification de zones sources de sédiments prélevés dans la Durance. *Rapport pour la Société du Canal de Provence et E.D.F.* , diffusion restreinte, 34 pages.

WALTER A.-V. - 1991 - Caractérisation minéralogique et géochimique de l'altération de la carbonatite de Juquiá (S.P., Brésil). Comportement des terres rares dans les minéraux phosphatés. *Thèse d'Université*, Université d'Aix-Marseille III. 270 pages.

WALTER A.-V. - 1987 - Les sédiments métallifères crétacés du bloc de Salahi (Oman) : caractérisation minéralogique et géochimique, origine et évolution. *Mémoire de D.E.A.*, Institut de Géologie de Strasbourg. 30 pages.

Livres, chapitres de livres, livret-guides, ...

WALTER-SIMONNET A.V. – 2007 – La tourbière de Faignes-sous-Vologne – Les téphras tardiglaciaires. In : S. Cordier, D. Harmand. & S. Occhietti - Livret-guide de l'excursion AFEQ « Vosges : piémont et témoins glaciaires », 7 - 9 juin 2007, p.251-258.

Liste des communications

Conférences sur invitation

1996 : Lycée Alain (Alençon, Orne) ; « Les métiers de la Géologie » dans le cadre de la *journée Sciences en Fête*.

2006 : *Colloque SGF-AFEQ « Téphras et séquences quaternaires »*, Paris, 6 novembre 2006 ; “Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques durant le Tardiglaciaire et l’Holocène – Quelques exemples d’enregistrements dans l’Est de la France et en Toscane”.

Communication à des colloques, avec sélection sur résumés

Colloques internationaux

MIRAS Y., SURMELY F., GUENET P., SERVERA G., NICOLAS V., SAVIGNAT A., TORTZIS S., VANNIÈRE B. & **WALTER-SIMONNET A.V. – 2008** - Holocene vegetation and long term land use history in a French medium mountain: a multi-disciplinary research program performed in the “Cantal” (Central Massif, France). *AASP 41st Annual*

Meeting, Bonn, Germany 12IPC, Aug. 30 - Sept. 5. Poster.

WALTER-SIMONNET A.V., BOSSUET G., DEVELLE A.-L., BÉGEOT C., RUFFALDI P., SIMONNET J.P., LEROUX A., WACKENHEIM C. & ADATTE T. - **2008** - Use of tephrochronology in Lateglacial sequences from Eastern France. *Colloque INQUA-SEQS "The Quaternary of Europe from Atlantic seaboard to continental Interior"*, Rennes, 22 - 26 septembre 2008. Communication.

WALTER-SIMONNET A.V., BEGEOT C., BOSSUET G., SIMONNET J.P. - **2008** - Apports détritiques holocènes et tardiglaciaires enregistrés dans des tourbières du massif des Vosges. *Colloque franco-allemand « Ecologie et protection des tourbières »*, Réserve de Biosphère Transfrontalière, Bitche, Moselle, France, 19-21 juin 2008. Communication.

LEROUX A., BICHET V., MAGNY M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, RICHARD H., ADATTE Th. & SIMONNET J.-P. - **2008** – Evolution of detrital input to the Lac St Point (Jura Mountains, France) from the Lateglacial to the Holocene: climatic change and anthropic effect. *EGU*, Vienne, avril 2008. Poster.

MOKEDDEM Z., BALTZER A., CLET-PELLERIN M., GOUBERT E. & **WALTER-SIMONNET A.V.** - **2008** – Multi-data study to reconstitute climate changes since 20,000 years in a coastal environment: the Loch Sunart (NW Scotland). *EGU*, Vienne, avril 2008.

LEROUX A., BICHET V., MAGNY M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, RICHARD H., ADATTE Th. & SIMONNET J.-P. - **2007** – High resolution analyzes of Lac St Point sediments (Jura, France) from Lateglacial to Holocene. *5th Swiss Geoscience Meeting*, Genève, 16-17 novembre 2007. Communication.

DEVELLE A.L., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BOSSUET G., ROSSY M., BEGEOT C., RUFFALDI P., ADATTE T. & SIMONNET J.P. - **2006** - Retombées de cendres volcaniques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène – Quelques exemples d'enregistrements du Jura aux Vosges. *Colloque International Q5 – CNF-INQUA-AFEQ "Le Quaternaire, limites et spécificités"*, Paris, 1 – 3 février 2006. Poster.

MILLET L., VANNIERE B., MAGNY M., de BEAULIEU J.-L., DISNAR J.R., LAGGOUN-DEFARGE F., VERNEAUX V., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, ORTU E. & BOSSUET G. – **2006** – Reconstitutions paléolimnologiques et paléoclimatiques à partir de l'étude des assemblages de Chironomidae (Insecta : Diptera) subfossiles et de la matière organique sédimentaire de la séquence tardiglaciaire du Lago dell'Accesa (Toscane, Italie). *Colloque International Q5 – CNF-INQUA-AFEQ "Le Quaternaire, limites et spécificités"*, Paris, 1 – 3 février 2006. Poster.

RUFFALDI P., MAGNY M., AALSBERG G., BÉGEOT C., BOSSUET G., DISNAR J. R., HEIRI O., LAGGOUN-DEFARGE F., MILLET L., PEYRON O., VANNIÈRE B. & **WALTER-SIMONNET A.V.** - **2004** - Biotic and abiotic responses to rapid climatic changes in the Jura mountains (eastern France): a multidisciplinary study of the Lateglacial from lake Lautrey. *POLEN, IPC 2004. International Palynological Congress*, Granada, Espagne. H1, 14 : 474 (poster).

DRESCHER-SCHNEIDER R., BEAULIEU J.-L. DE, MAGNY M., BOSSUET G., MILLET L., VANNIÈRE B., **WALTER-SIMONNET A.V.** - **2002** - Late-Glacial environmental changes at Lago dell'Accesa (Tuscany). *APD-EPD-LAPD-GPD meeting*, Casablanca, 4th and 5th October 2002. Abstract volume, p.14.

MILLET L., VANNIERE B., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, BOSSUET G., MAGNY M., RUFFALDI P., BEGEOT C. & AALSBERG G. – **2002** – Réponse d'un écosystème lacustre (le lac du Lautrey, Jura, France) aux modifications environnementales rapides intervenues au cours du Dryas récent. Etude des assemblages de Chironomidae, de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie des sédiments. *Colloque Quaternaire 3 – CNF-INQUA-AFEQ "Événements rapides, instabilités, changements culturels au Quaternaire"*, Aix-en-Provence, 24-26 janvier 2002. Communication orale.

WALTER-SIMONNET A.-V., BOSSUET G., ADATTE T., VANNIERE B., MILLET L., MAGNY M. & de BEAULIEU J.L. – **2002** – Nouvelle contribution à la tephrochronologie de l'Europe occidentale. Le lac du Lautrey (Jura, France) et le Lago dell' Accesa (Toscane, Italie). *Colloque Quaternaire 3 – CNF-INQUA-AFEQ "Événements rapides, instabilités, changements culturels au Quaternaire"*, Aix-en-Provence, 24-26 janvier 2002. Poster.

BUTAEYE D., **WALTER-SIMONNET A.-V.** & J.P. SIMONNET - **2001** - Water Chemistry Calculation by Hydrological Methods : Example of the Druance Small Agricultural Watershed (Normandy, France). *European Union of Geosciences XI*, Strasbourg, 8 - 12 avril 2001. Communication orale.

MILLET L., MAGNY M., BOSSUET G., VANNIERE B., AALSBERG G., **WALTER-SIMONNET A.-V.** & RUFFALDI P. – **2001** – High-resolution multi-proxy approach of a Lateglacial sequence at le Lautrey lake (Jura, France). *181^{ème} assemblée de l'ASSN – Y'01 – Symposium spécialisé "Lake systems from ice age to industrial time"*, Yverdon (CH), 17 et 18 octobre 2001. Communication orale.

- VANNIERE B.**, BOSSUET G., AALBERSBERG G., MAGNY M., BEGEOT C., RUFFALDI P. & **WALTER-SIMONNET A.-V.** - **2001** - Surface Scanning Magnetic Susceptibility, Stable Isotope and Multiproxy Data for Characterisation of Late Glacial Environmental Changes in Le Lautrey Lake (Jura, France). *European Union of Geosciences XI*, Strasbourg, 8 - 12 avril 2001. Communication orale.
- VANNIERE B.**, BOSSUET G., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, GAUTHIER E., BARRAL P., BUATIER M. & DAUBIGNEY A. - **2001** - Multiproxy reconstitutions and Human impact in the lower Doubs Valley (Neublans, Jura, France) over the 1st millenium AD. *PAGES - PEP3 Conference. Past Global Changes. Past Climate Variability Through Europe and Africa.*, Aix-en-Provence, 27 - 31 août 2001. Poster.
- WALTER-SIMONNET A.-V.**, **LESOURD S.**, LESUEUR P., POUPINET N. & BRUN-COTTAN J.C. - **2001** - Changes in the Seine Estuarine Sediments (France): Consequences of Estuary Management *European Union of Geosciences XI*, Strasbourg, 8 - 12 avril 2001. Poster.
- BUTAEYE D.**, **WALTER A.-V.**, CAMUZARD J.P. & LE GALL J. - **1999** - Relationships between pedogenesis and trace elements geochemistry in nested alterites - An example from Normandy, France. *European Union of Geosciences 10*, Strasbourg, 28 mars - 01 avril 1999. Poster, résumé p. 820.
- PONT D., SIMONNET J.P. & **WALTER A.-V.** - **1999** - Medium-term changes in the Rhone's suspended sediment delivery: consequences of climatic fluctuations and river management. *European Union of Geosciences 10*, Strasbourg, 28 mars - 01 avril 1999. Poster, résumé p. 508.
- BALTZER A., **WALTER A.-V.**, EVANS D. & LONG D. - **1999** - Clay minerals variations in glacial versus classic debris flows on the continental slope West and North of Scotland. *North East Atlantic Slope Processes*, Southampton, UK, 24-26 janvier 1999. Communication orale, résumé.
- WALTER A.-V.**, PONT D. & SIMONNET J.P. - **1997** - The Rhône Basin (France) : an attempt to characterize and modelize its rate of erosion and the origin of its suspended load. *European Union of Geosciences 9*, Strasbourg, 23-27 mars 1997. Communication orale, résumé : *Terra Nova*, 9, p. 258.
- WALTER A.-V.**, NAHON D., FLICOTEAUX R., GIRARD J.P. & MELFI, A. - **1995** - Behavior of major and trace elements and fractionation of REE under tropical weathering of a typical apatite-rich carbonatite from Brazil. *European Union of Geosciences VIII*, Strasbourg, 9-13 avril 1995. Poster, résumé : *Terra Abstracts*, p. 254.
- GIRARD J.P., FLICOTEAUX R., **WALTER A.-V.**, SAVIN S.M. & NAHON D. - **1993** - Oxygen and carbon isotopic composition of structural carbonate in weathering apatites from laterites. A potential paleoenvironment indicator. *European Union of Geosciences VII*, Strasbourg, 4-8 avril 1993. Poster, résumé : *Terra Abstracts*, 5, p. 340.
- WALTER A.-V.**, BOUDEULLE M. & FLICOTEAUX R. - **1993** - Intergrowths of exotic phases within apatite crystals from a carbonatite (Brazil). *European Union of Geosciences VI*, Strasbourg, 4-8 avril 1993. Poster, résumé : *Terra Abstracts*, 5, p. 359.
- WALTER A.-V.**, FLICOTEAUX R., LOUBET M. & NAHON D. - **1991** - REE characterization of secondary minerals from the weathering profile developed on the Juquiá carbonatite, Brazil. *European Union of Geosciences VI*, Strasbourg, 24-28 mars 1991. Poster, résumé : *Terra Abstracts*, 3, p. 477.
- FLICOTEAUX R., **WALTER A.-V.**, BONNOT-COURTOIS C. & TOLEDO-GROKE M.-C. - **1990** - Transformation and precipitation of phosphates during weathering : characterization by REE distributions. *2nd International Symposium « Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation »*, Aix-en-Provence, 2-8 juillet 1990. Poster, résumé p. 365-367.
- WALTER A.-V.**, FLICOTEAUX R., GIRARD J.P., LOUBET M. & NAHON D. - **1990** - REE pattern in apatites from the Juquiá carbonatite, Brazil. *2nd International Symposium « Geochemistry of the Earth's surface and of mineral formation »*, Aix-en-Provence, 2-8 juillet 1990. Poster, résumé p. 378-380.
- WALTER A.-V.**, LOUBET M., FLICOTEAUX R., TOLEDO-GROKE M.-C. & NAHON D. - **1989** - Mineralogical and geochemical variations along the alteration profiles of Juquiá carbonatite (Brazil). *European Union of Geosciences V*, Strasbourg, 20-23 mars 1989. Communication orale, résumé : *Terra Abstracts*, 1, p. 294.
- KARPOFF A.M., **WALTER A.-V.** & PFLUMIO C. - **1987** - Metalliferous deposits and pelagic sediments interlayered within volcanic sequences from Semail nappe in the Salahi Block (Oman) : mineralogical and geochemical characteristics and evolutions. *Symposium TROODOS 87, "Ophiolites and oceanic lithosphere"*, Nicosia, Cyprus. Poster, résumé : p. 59.

Colloques nationaux

COURT-PICON M., LINOIR D., BOSSUET G., **WALTER-SIMONNET A.V.**, SIMONNET J.-P., BEAULIEU de J.L. & PEYRON O. - 2007 - Périodes d'anthropisation et modification de la sédimentation depuis 8000 ans dans le massif du Champsaur (Hautes Alpes). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Poster.

COURT-PICON M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, LINOIR D., BOSSUET G., BEAULIEU, de J.L. & PEYRON O. - 2007 - Paléoenvironnements, climats et sociétés au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène en milieu montagnard : l'enregistrement multi-proxy à haute résolution de la séquence du Lauza (1.140 m, Champsaur, Alpes françaises du Sud). *XX^{ème} Symposium de l'APLF*, 40^{ème} anniversaire de l'APLF « Les réchauffements climatiques : réponses des écosystèmes et des sociétés », Toulouse, 2 - 4 octobre 2007. Communication.

LEROUX A., BICHET V., MAGNY M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, RICHARD H., ADATTE Th. & SIMONNET J.-P. - 2007 - Analyse multi-paramètres à haute résolution de la séquence sédimentaire tardi-glaciaire-holocène de lac St Point (massif du Jura, France). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Communication.

SIMONNET J.-P., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BOSSUET G., BÉGEOT C., MILLET L., BENOIT-RUFFALDI P., VANNIÈRE B. & MAGNY M. - 2007 – Variations des apports détritiques tardiglaciaires dans le massif du Jura (exemple de l'étang du Lautrey). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Poster.

WALTER-SIMONNET A.V., BOSSUET G., BÉGEOT C., SIMONNET J.-P., DEVELLE A.-L., PAGNIER C., CORIGINI M. & WACKENHEIM C. - 2007 – Enregistrement des variations climatiques tardiglaciaires dans les tourbières du massif des Vosges. *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2007*, Caen, 22 - 26 octobre 2007. Communication.

LEROUX A., BICHET V., MAGNY M., **WALTER-SIMONNET A.V.**, SIMONNET J.P. & BALTZER A. - 2006 – La séquence sédimentaire du lac Saint-Point (massif du Jura, France) : une analyse multi-paramètres à haute résolution du Tardiglaciaire et de l'Holocène. *Réunion des Sciences de la Terre*, Dijon, 4 – 8 décembre 2006. Poster.

MOKEDDEM Z., BALTZER A., CLET-PELLERIN M., TRAINI C., BATES R., **WALTER-SIMONNET A.V.** & BALUT Y. - 2006 – Etude palynologique et granulométrique du remplissage sédimentaire du Loch Sunart (Nord-Ouest Ecosse). *Réunion des Sciences de la Terre*, Dijon, 4 – 8 décembre 2006. Communication orale.

WALTER-SIMONNET A.V., BOSSUET G., DEVELLE A.-L., ROSSY M., BEGEOT C., RUFFALDI P., ADATTE Th., SIMONNET J.P., VANNIERE B. & MAGNY M. - 2006 - Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène – Quelques exemples d'enregistrements dans l'Est de la France et en Toscane. *Colloque SGF-AFEQ « Téphras et séquences quaternaires »*, Paris, 6 novembre 2006. Communication orale sur invitation.

BICHET V., BALTZER A., **WALTER-SIMONNET A.V.** & SIMONNET J.P. - 2005 – Evaluation sismique haute résolution et dynamique de comblement du remplissage sédimentaire du Lac Saint-Point (Massif du Jura, France). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2005*, Presqu'île de Giens, 11 - 13 octobre 2005. Poster.

SIMONNET J.P., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, BOSSUET G., BÉGEOT C., MILLET L., RUFFALDI P., VANNIÈRE B., MAGNY M. - 2005 - Caractérisation des épisodes détritiques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène : exemple du remplissage lacustre du Lautrey (Jura). *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2005*, Presqu'île de Giens, 11 au 13 octobre 2005. Poster.

WALTER-SIMONNET A.-V., BOSSUET G., ROSSY M., ADATTE TH., MIRAS Y., BÉGEOT C., RUFFALDI P., VANNIÈRE B., MAGNY M. - 2005 - Spatialisation de retombées de cendres volcaniques durant le Tardiglaciaire et l'Holocène : Quelques exemples d'enregistrements lacustres du Jura suisse au Massif Central français. *Colloque de l'Association des Sédimentologues Français 2005*, Presqu'île de Giens, 11 au 13 octobre 2005. Poster.

WALTER-SIMONNET A.V., VANNIÈRE B., BOSSUET G., GAUTHIER E., BARRAL P., BUATIER M., DAUBIGNEY A. - 2004 - Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France). *Réunion des Sciences de la Terre – Joint Earth Sciences Meeting*, Strasbourg, 20-25 septembre 2004. Communication orale.

WALTER-SIMONNET A.-V., BOSSUET G., RUFFALDI P., ROSSY M., ADATTE T., VANNIÈRE B. & MAGNY M. - 2004 - Détection et caractérisation de niveaux de tephra dans les dépôts lacustres. L'étang du Lautrey (Jura, France). *129^{ème} Congrès des Sociétés Historiques et Scientifiques "Le Temps"*, Besançon, 19-24 avril 2004.

Communication orale.

BALTZER A., NORGAARD-PEDERSEN N., AUSTIN W., BATES R., **WALTER-SIMONNET A.-V.** & MOORE C. - **2003** - Sismique très haute résolution dans deux lacs écossais : enregistrement centennal des variations climatiques. *9^{ème} Congrès des Sédimentologues Français*, Bordeaux, 14-16 octobre 2003. Communication orale.

MIRAS Y., SURMELY F., GUENET P., VANNIERE B., **WALTER-SIMONNET A.V.** & TZORTZIS S. - **2003** - Dynamiques d'occupation et histoire de l'environnement d'un terroir de moyenne montagne : la tourbière de Peyre (Lacapelle-Barrès, Cantal, Massif Central) et ses alentours. Premiers résultats. *Séminaire "Gestion des paléoenvironnements et stratégies d'exploitation des milieux en moyenne montagne par les sociétés humaines"*, Pierrefort, 19-20 juin 2003. Communication orale.

VANNIÈRE B., MILLET L., **WALTER-SIMONNET A.V.**, BOSSUET G., MAGNY M., RUFFALDI P., BÉGEOT C. & AALSBERG G. - **2002** - Réponse d'un écosystème lacustre (le lac du Lautrey, Jura, France) aux modifications environnementales rapides intervenues au cours du Dryas récent. Etude des assemblages de Chironomidae, de la susceptibilité magnétique et de la minéralogie des sédiments. *Colloque Quaternaire 3 - CNF-INQUA-AFEQ "Événements rapides, instabilités, changements culturels au Quaternaire"*, Aix-en-Provence. (communication orale).

MAGNY M., AALSBERG G., BOSSUET G., VANNIERE B., BEGEOT C., RUFFALDI P., MILLET L. & **WALTER-SIMONNET A.-V.** - **2001** - Approche interdisciplinaire de la séquence tardiglaciaire du lac du Lautrey, Jura, France. *XVII Symposium APLF*, Arles, 24 - 26 septembre 2001. Communication orale.

VANNIÈRE B., BOSSUET G., AALSBERG G., MAGNY M., BÉGEOT C., RUFFALDI P. & **WALTER-SIMONNET A.V.** - **2001** - Surface scanning Magnetic Susceptibility, stable isotope and multiproxy data for characterisation of Late Glacial environmental changes in Le Lautrey Lake (Jura, France). *EUG XI. European Union of Geosciences. Symposium L4 "Correlation and synchronisation of high resolution terrestrial sediment profiles" (an ELDP-initiated symposium)*, Strasbourg. (communication orale).

VANNIERE B., BOSSUET G., **WALTER-SIMONNET A.-V.** & GAUTHIER E. - **2001** - Erosion et mise en valeur agricole des versants dans la basse vallée du Doubs durant le 1er Millénaire après J.-C. *Colloque d'Archéométrie du GMPCA - ARCHEOMETRIE 2001*, La Rochelle, 24 - 28 avril 2001. Communication orale.

VANNIERE B., BOSSUET G., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, GAUTHIER E., BARRAL P., BUATIER M. & DAUBIGNEY A. - **2001** - Marqueurs multiples de l'impact de l'Homme dans la basse vallée du Doubs durant le 1er Millénaire après J.-C. *Séminaire "Paléohydrologie des 15 derniers millénaires" du Programme Environnement, Ville et Société*, Motz (Savoie), 21 - 23 juin 2001. Communication orale.

SIMONNET J.P., PONT D. & **WALTER-SIMONNET A.-V.** - **2000** - Aménagements hydroélectriques et variations climatiques : conséquences sur la charge solide en suspension du Rhône. *Colloque « Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest »*, Besançon, 18-22 septembre 2000. Poster.

WALTER-SIMONNET A.-V., LESOURD S., LESUEUR P., POUPINET N. & BRUN-COTTAN J.C. - **2000** - Aménagements de l'estuaire aval de Seine : effets sur les caractéristiques sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques des sédiments estuariens. *Colloque « Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest »*, Besançon, 18-22 septembre 2000. Poster.

DUGUE O., **WALTER-SIMONNET A.-V.**, CLET-PELLERIN M., BAIZE S., POUPINET N., COUTARD J.P. & OZOUF J.C. - **1999** - Changements climatiques plio-pléistocènes dans les environnements côtiers et continentaux du seuil du Cotentin (Normandie, France). *7^{ème} Congrès Français de Sédimentologie*, Nancy, 15-17 novembre 1999. Communication orale, résumé p. 133.

WALTER A.-V., LESOURD S., LESUEUR P., BRUN-COTTAN J.C. & POUPINET N. - **1999** - Caractérisation minéralogique et géochimique des MES et sédiments de la Seine aval. *Séminaire scientifique du Programme Seine Aval*, Rouen, 9 et 10 mars 1999. Communication orale, résumé p. 12.

SIMONNET J.P., **WALTER A.-V.** & PONT D. - **1998** - Flux solides du Rhône : caractérisation et approche modélisatrice. *Réunion des Sciences de la Terre*, Brest, 31 mars - 3 avril 1998. Communication orale, résumé page 195.

BAIZE S., **WALTER A.-V.** & DUGUE O. - **1997** - Origine des particules fines dans le NW de l'Europe : contrôles tectoniques et climatiques des apports dans les grabens plio-quatenaire du Centre Cotentin (Normandie, France). *6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie*, Montpellier, 17-19 novembre 1997. Communication orale, résumé : Publ. ASF, n°27, 11-12.

WALTER A.-V., SIMONNET J.P. & PONT D. - **1997** - Evolution et modélisation de la charge solide du Rhône (France) - Impacts de l'hétérogénéité du bassin, des aménagements hydroélectriques et du climat. *6^{ème} Congrès*

Français de Sédimentologie, Montpellier, 17-19 novembre 1997. Poster, résumé : Publ. ASF, n°27, 279-280.

BAIZE S., DUGUÉ O., **WALTER A.-V.** & COUTARD J.P. - **1996** - Formations superficielles pléistocènes du Cotentin, géométrie 3D et caractérisation des environnements sédimentaires. *Colloque «Formations Superficielles et Géomorphologie»*, Rouen, 19 et 20 mars 1996. Poster, résumé p.19.

WALTER A.-V., BAIZE S., DUGUÉ O. & CLET M. - **1996** - Les dépôts pléistocènes du seuil du Cotentin (Normandie) : influence de l'évolution des environnements sur leur composition minéralogique et géochimique. *16^{ème} Réunion des Sciences de la Terre «Dynamique et Économie de la Terre»*, Orléans, 10-12 avril 1996. Communication orale, résumé p. 116.

WALTER A.-V. - **1994** - Thermochronologie par traces de fission du complexe à carbonatite de Juquiá (S.P., Brésil). *15^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, Nancy, Avril 1994. Poster, résumé p. 83.

FLICOTEAUX R., NAHON D., **WALTER A.-V.** & LOUBET M. - **1991** - Altération des roches alcalines et des carbonatites des massifs d'Anitapolis, de Juquiá et de Tapira (S et SE du Brésil). *Journée scientifique Programme PIRAT*, Strasbourg, Mars 1991. Communication orale, résumé 5 p.

WALTER A.-V., FLICOTEAUX R., PARRON C., LOUBET M., MELFI A., NAHON D. & GIRARD J.P. - **1991**- Les terres rares dans l'altération latéritique des carbonatites phosphatées de Juquiá (Brésil). *Colloque Programme PIRAT*, Strasbourg, Mars 1991. Communication orale, résumé p.4-6.

WALTER A.-V., LOUBET M. & FLICOTEAUX R. - **1989** - Incorporation des terres rares dans les apatites néoformées lors de l'altération de la carbonatite de Juquiá (Brésil). *Table ronde de la Société française de Minéralogie et Cristallographie "Cristallochimie des terres rares"*, Paris, Octobre 1989. Communication orale, résumé : *Bulletin Liaison Soc. Fr. Miner. Cristall.*, 1/5, p. 125.

FLICOTEAUX R. & **WALTER A.-V.** - **1988** - Altération météorique de la carbonatite de Juquiá (S.P., Brésil). Comparaison avec l'altération des complexes alcalins à carbonates d'Anitapolis (S.C.) et de Tapira (M.G.). Pétrographie, minéralogie, premiers résultats cristallographiques. *Colloque PIRAT (PIR "Géodynamique des milieux intertropicaux périalantiques") et ATP "Latérites"*, Paris, Juillet 1988. Communication orale, résumé p. 29-31.

KARPOFF A.M. & **WALTER A.-V.** - **1988** - Hydrothermalisme et sédimentation pélagique au niveau du Bloc ophiolitique de Salahi (Oman) : acquisition du caractère métallifère et évolution des dépôts. *Colloque National sur l'Hydrothermalisme Océanique*, Brest, Novembre 1988. Communication orale, résumé p. 103-105.