

UNIVERSITÉ FRANÇOIS – RABELAIS DE TOURS

ÉCOLE DOCTORALE EMSTU

Laboratoire GéoHydrosystèmes COntinentaux

THÈSE présentée par :
Anthony Foucher

12 mai 2015 – Tours

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université François – Rabelais de Tours**

Discipline/ Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Environnement – Sédimentologie**

**Reconstruction de la cascade sédimentaire en
contexte de plaine agricole drainée : Sources, voies de
transfert et stockage de matière dans le bassin versant du Louroux
(Indre-et-Loire)**

THÈSE dirigée par :
Marc Desmet
Sébastien Salvador-Blanes

Professeur, Université François – Rabelais de Tours
Maître de conférences, Université François – Rabelais de Tours

RAPPORTEURS :
Eric Chaumillon
Jérôme Poulenard

Professeur, Université de la Rochelle
Professeur, Université de Savoie, Chambéry

JURY :
Eric Chaumillon
Alain Crave
Marc Desmet
Jean-Noël Gautier
David Montagne
Jérôme Poulenard
Sébastien Salvador-Blanes

Professeur, Université de la Rochelle
Chargé de Recherche, Université de Rennes 1
Professeur, Université François – Rabelais de Tours
Agence de l'Eau Loire Bretagne, Orléans
Maître de conférences, AgroParisTech : Paris/Grignon
Professeur, Université de Savoie, Chambéry
Maître de conférences, Université François – Rabelais de Tours



**Laboratoire
GéoHydrosystèmes COntinentaux**

Thèse de doctorat

spécialité **Sciences de la Terre et de
l'Environnement – Sédimentologie**

Anthony Foucher

Reconstruction de la cascade sédimentaire en contexte de plaine agricole drainée :

**Sources, voies de transfert et stockage de
matière dans le bassin versant du Louroux
(Indre-et-Loire)**

12 mai 2015 – Tours

JURY:

Éric Chaumillon

Professeur, Université de la Rochelle

Rapporteur

Jérôme Poulenard

Professeur, Université de Savoie, Chambéry

Rapporteur

Alain Crave

Chargé de Recherche, Université de Rennes 1

Examineur

David Montagne

Maître de conférences, AgroParisTech, Paris/Grignon

Examineur

Jean-Noël Gautier

Agence de l'Eau Loire Bretagne, Orléans

Examineur

Marc Desmet

Professeur, Université François Rabelais de Tours

Directeur de thèse

Sébastien Salvador-Blanes

Maître de conférences, Université François

Rabelais de Tours

Co-directeur de thèse

Ce travail de thèse a bénéficié du soutien financier

de l'Agence de l'Eau Loire Bretagne

du **Laboratoire GéHohydrosystèmes COntinentaux de
l'Université François-Rabelais de Tours**

du **Bureau de Recherches Géologiques et Minières**

du **Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement**

À mon Père

Table des matières |

Introduction	11
1 Avènement de l'agriculture moderne	11
2 Les conséquences de 70 années d'anthropisation du milieu sur les sols et l'hydrosystème	11
3 Les plaines agricoles, des zones à enjeux entre société et environnement	14
4 Les sources de sédiment en contexte de plaine agricole	15
5 Cadre et objectif de la thèse	19
6 Organisation du manuscrit	21
Références de l'introduction	23
Chapitre 1. Le site d'étude et les méthodes	31
1.1 Site d'étude	31
1.1.1 Contexte general	31
1.1.2 Topographie	33
1.1.3 Climat	34
1.1.4 Réseaux hydrographique	34
1.1.5 Géologie & pédologie	35
1.1.6 Evolution de l'occupation des sols	38
1.1.7 Histoire de l'étang du Louroux	40
1.2 Méthodes	41
1.2.1 Démarche scientifique	41
1.2.2 Déroulement des acquisitions des données	42
Références Chapitre1	45
Chapitre 2. Quelle est la dynamique de stockage sédimentaire ?	47
2.1 Introduction	54
2.2 Materials and methods	55
2.2.1 Seismic survey	56
2.2.2 Sediment sampling	57
2.2.3 Sediment analyses	58
2.2.4 Core dating and estimation of catchment erosion rates	59
2.3 Results and discussion	59
2.3.1 Seismic facies in the reservoir	59
2.3.2 Distribution of surface sediment	60
2.3.3 Core facies	61
2.3.4 Core chronology	64
2.3.5 Reconstitution of historical sediment yields	66
2.4 Conclusion	69
Références Chapitre 2	71
Chapitre 3. Comment tracer l'origine des sédiments ?	75
3.1 Introduction	82
3.2 Materials and methods	84
3.2.1 Study site	84

3.2.2 Sampling	84
3.2.3 Sample treatment and analysis	86
3.2.4 Particle size correction	86
3.2.5 Distribution modelling	86
3.3 Results	87
3.4 Discussion	95
3.5 Conclusion	97
Références chapitre 3	98

Chapitre 4.1. Comment quantifier l'incision des berges à large échelle ? **103**

4-1.1 Introduction	110
4-1.2 Material and methods	111
4-1.2.1 Study site	111
4-1.2.2 Control ditch	111
4-1.2.3 Calculation of ditch profiles	113
4-1.2.4 Cross section comparison	114
4-1.3 Results and discussion	115
4-1.4 Conclusion and perspectives	117
Références chapitre 4.1	119

Chapitre 4.2. Quelle est la dynamique spatio-temporelle de l'érosion des berges ? **121**

4-2.1 Introduction	128
4-2.2 Material and methods	129
4-2.2.1 Study site	129
4-2.2.2 Material and methods	131
4-2.3 Results and discussion	133
4-2.3.1 Erosions pins activity	133
4-2.3.2 Quantifying bank erosion for the last 70 years along the Masniers River	137
4-2.3.3 Extrapolation of the Lidar approach over a larger area	138
4-2.3.4 Importance of bank erosion as sediment source at the catchment scale	139
4-2.4 Conclusion	141
Références chapitre 4.2	142

Chapitre 5. Conclusion et perspectives **145**

5.1 Contribution historique	147
5.2 Les sources de sédiments en contexte de plaine agricole	148
5.3 Bilan sédimentaire	149
5.4 Perspectives pour les recherches à venir	151

Annexe A. Le site expérimental du Louroux **157**

A.1 Présentation du réseau de mesures	158
A.2 Mesure du flux d'eau	160
A.3 Mesure de la concentration en matières en suspension	162
A.4 Enregistrement et collecte des données	164
A.5 Station météorologique	165
A.6 Bilan sur les données acquises	165

Références de l'Annexe A	167
Annexe B. Liste des publications et communications	169
Liste des figures	191

Remerciements |

La thèse est avant tout un investissement personnel mais également une formidable aventure humaine faite de belles rencontres auxquelles je souhaitais adresser à travers ces quelques lignes de profonds remerciements pour l'aide directe ou indirecte qu'ils m'ont apportée.

Je souhaitais remercier en premier lieu Marc Desmet et Sébastien Salvador-Blanes, mes deux directeurs de thèse, pour m'avoir épaulé, guidé et accompagné au cours de ces trois dernières années avec une totale liberté. Je retiendrais surtout d'eux, leur gentillesse et le plaisir que j'ai eu d'évoluer à leurs côtés dans une bonne humeur permanente. Au delà de ces moments du quotidien qui jalonnent une thèse, je retiendrais tout particulièrement des petits moments vécus avec chacun d'eux, comme nos innombrables carottages fais avec Marc tous jalonnés d'imprévus dans des lieux parfois atypiques, son sourire lors de ma première conférence en anglais ou encore de ces nombreuses anecdotes et blagues dont il a le secret ... Avec Séb se seront sans aucun doute également nos nombreuses péripéties sur le terrain, des carottages périlleux à nos sessions maçonnerie réalisées chaque été sur les stations de mesures, cette fameuse pizza indigeste ingurgitée entre deux crues, la veille de Noël ou encore ce coté tête en l'air qui lui a valu d'égarer sacs, matériels, tasses dans des endroits improbables. J'ai appris beaucoup de choses à vos côtés et j'espère que cela va continuer. Un très grand merci à vous deux ☺.

Je tenais également à remercier profondément les rapporteurs de ce travail, messieurs Eric Chaumillon et Jérôme Poulernard ainsi que les membres du jury, messieurs Alain Crave, David Montagne et Jean-Noël Gautier pour m'avoir fait l'honneur de juger ce travail et d'avoir initié des échanges constructifs au cours de la soutenance.

Le bon déroulement d'une thèse ne peut être possible que si l'on est épaulé par une bonne équipe et j'avoue avoir été très bien entouré durant ces quelques années. Je tenais ainsi à remercier ceux qui ont participé de près ou de loin à ce projet, du simple échantillonnage à la valorisation scientifique des résultats. J'adresse ainsi mes sincères remerciements à Olivier Evrard pour ces précieux conseils distillés durant ces trois années, sa disponibilité pour les nombreuses relectures d'articles et son dévouement face à une vase trop collante qui nous aura permis d'acquérir la principale carotte de cette thèse. Irène Lefèvre pour ces analyses de radionucléides toujours parfaites malgré mes échantillons qui ne l'étaient pas toujours ainsi que pour sa patience devant mes fautes d'orthographe à répétition. Pat Laceby pour m'avoir suivi durant la fin de mon parcours, notamment lors de la rédaction du dernier article et d'avoir quelque peu participé à l'enrichissement de mon vocabulaire anglais. Marion Le Gall pour

m'avoir permis de souffler et décompresser durant les derniers mois de ce travail avec des petites ballades d'échantillonnages au Louroux et pour avoir enrichie mes connaissances géochimiques.

Je tenais à adresser également un grand merci aux membres du BRGM, tout d'abord Olivier Cerdan pour ces nombreux conseils, relectures, son expertise et son implication dans l'évolution du projet sans oublier sa bonne humeur lors de nos nombreuses réunions. Un grand merci également à Rosalie Vandromme qui m'aura permis de valoriser les travaux amorcés sur les berges, notamment grâce à sa patience face au Lidar et aux nombreux profils ...

La mise en place du site instrumenté du Louroux aura été une étape importante de cette thèse qui n'aurait certainement pas été possible sans l'aide précieuse que m'ont apportée successivement Gaëtane Chirié, Aurélia Mathieu et Louis Manière. Avec Gaëtane nous avons essuyé les plâtres pour la mise en place du site, avec des succès mais surtout pas mal de questions soulevées. Avec Aurélia et son calme absolu devant les appareils récalcitrants, nous avons progressivement répondu à ces questions en attendant désespérément l'arrivée des crues. Ces missions de terrain n'auraient pas été les mêmes sans l'aide et la jovialité de Jean-Paul Bakyono et Isabelle Pene-Galland. Tantôt maçon, expert en jaugeage, électricien, reporter animalier, critique gastronomique, ils auront été nos couteaux suisses du Louroux, toujours disponibles et parés à l'aventure quelque soit la météo, Jean-Paul n'ayant juste besoin que d'un petit resto à Manthelan à faire son bonheur alors qu'Isa profitait du terrain pour s'aérer et revenir au labo chargée de nouvelles histoires à nous raconter : 'tu sais pas ce qu'on a vu au Louroux ?...'

Une thèse, c'est également la vie dans un labo, je tenais à remercier tout particulièrement Elie qui au-delà d'avoir été un camarade de bureau hors pair m'a permis de partager un bon nombre de séjours sur le terrain rempli de bons souvenirs dans des hotels que lui seul peu dénicher. On se souviendra notamment de notre nuit passée avec la vue sur 'l'Adriatique' ou dans une chambre à moitié calcinée près de Saint-Etienne. Un grand merci également à tous les doctorants et ingénieurs qui m'ont entouré au GéHCo Lauren, Fransesca, Coraline, les Aurélien(s), Camille, Paulo, Ovidiu, Benjamin, Cécile, les Eric(s), Laurent, Laurence, Alban, Stéphane, Sébastien, Thomas, Aurore, Valentin ... ainsi que les nombreux stagiaires qui se seront succédés au sein du Labo et plus particulièrement les stagiaires qui ont participé à enrichir nos connaissances sur notre site d'étude, Titouan, Julian, Julie, Vignesh, Fanny, Marion.

Dans cette partie de remerciements je ne pouvais pas passer à coté d'une pensée pour Emmanuel Chapron et Anaëlle Simonneau. C'est sans aucun doute grâce à eux que j'ai plongé avec un grand plaisir dans le monde de la recherche au cours

de mon Master, monde qui était jusque là inconnu pour moi. Eux deux n'ont cessé ne m'apprendre des tas de choses, d'avoir un œil attentif sur mon parcours malgré la distance et n'ont pas hésité à mettre la main à la pâte pour cette thèse en apportant une aide très précieuse pour la collecte et le traitement des données ainsi que pour la réflexion scientifique.

Je souhaitais également adresser mes sincères remerciements au financeur de ce projet, Xavier Bourrain, Jean-Noël Gautier, Anne Colmar tous trois membres de l'Agence de L'eau Loire Bretagne qui au delà de l'aspect financier auront suivi de très près nos projets et participer au cours de réunions et de visites sur le terrain à faire progresser nos questionnements scientifiques.

Par ailleurs, ces travaux de thèse m'ont permis de rencontrer un grand nombre d'acteurs locaux qui m'auront été d'une aide importante pour appréhender la complexité du site d'études. Je tenais ainsi en premier lieu à remercier les agriculteurs du bassin versant du Louroux pour leurs échanges lors de nos réunions et pour avoir accepté d'instrumenter leurs fossés et collecteurs de drains. Cette étude n'aurait pas pu être possible sans eux. Un grand merci également aux membres de la Chambre d'Agriculture, notamment Corinne Guillo, et du Conseil Général en la personne de Benoit Coudrin et Christophe Caugant pour leur aide au quotidien et leur connaissance du milieu.

En s'éloignant quelque peu de Tours, je tenais à remercier tout particulièrement Denis et Patrick qui quelque part dans le Loiret ont sans trop le savoir permis que cette thèse se passe au mieux en m'épaulant un bon nombre de weekends dans ce qu'on pourrait appeler ma seconde vie.

Je ne pourrais difficilement être assez reconnaissant pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée de leur simple conseil à leur multiple réparation de matériels et à nos mémorables moissons.

Enfin pour conclure ces quelques lignes je voulais remercier ma famille pour leurs inconditionnels soutiens et pour avoir cru en moi, qui aurait pensé il y a quelques années que je puisse faire une thèse ? certainement pas moi. Tout d'abord un grand merci à ma mère pour son soutien, sa présence rassurante. Grâce à ces multiples corrections de rapport elle sera devenue un peu grâce à moi une experte en géologie ! A la bonne humeur permanente de mes sœurs Elo, Coco de Romain pour tous ces moments apaisants vécus à leurs côtés (mentalement mais pas toujours physiquement).

Fleur pour sa patience et sa compréhension durant les périodes de doutes, quand je rentrais parfois fatigué du labo et surtout pour tous nos bons moments qui ont fait que cette thèse puisse se dérouler dans de très bonnes conditions.

Je tenais enfin à dédier ce travail à mon père qui nous a quitté alors que je commençais ce travail de thèse et qui aurait été j'imagine heureux et fier du petit bout de chemin parcouru durant ces trois années.

A serene sunset over a calm body of water. The sun is low on the horizon, casting a warm, golden glow across the sky and reflecting on the water's surface. In the foreground, tall, thin reeds and grasses are silhouetted against the water. The sky is a mix of soft pinks, oranges, and blues. A white rectangular box is positioned in the upper right quadrant, containing the word "Introduction" in a bold, black, sans-serif font.

Introduction

*Partie Sud-Ouest de l'étang du Louroux, printemps 2012,
photo A. Foucher*

Introduction

1 | Avènement de l'agriculture moderne

En quelques décennies, les paysages agricoles français et européens ont subi des changements rapides et radicaux d'occupation des sols. Ces bouleversements ont favorisé l'implantation et le développement de nouveaux systèmes culturaux, de plus en plus productivistes (Antrop, 2005).

Pour accroître la production agricole française et sortir des crises alimentaires répétées d'après-guerre, un effort collectif a été entrepris pour développer et moderniser l'agriculture française.

Poussé par les volontés politiques et des mouvements sociaux de grande ampleur, l'état français s'engage au début des années 1950 dans un désir de modernisation globale des systèmes agraires reposant essentiellement sur l'accroissement de la productivité végétale, animale et sur l'augmentation des surfaces des exploitations (Flamant, 2010) : ce sont ces trois piliers fondateurs qui ont participé à la mise en place de la première révolution agricole. Ainsi, en un peu moins d'une décennie, les systèmes agricoles français sont passés d'un mode d'exploitation ancestral et familial vers une agriculture productiviste et moderne. Les paysages ruraux ont été remodelés, les parcelles ont été remembrées. Des travaux connexes ont profondément modifié la fragmentation parcellaire et les structures paysagères, permettant une ouverture du paysage et une mécanisation progressive des campagnes.

Parallèlement à ces aménagements fonciers et à cette mécanisation, les agriculteurs ont accès au contrôle des performances avec la généralisation des intrants (amendements, fertilisants, produits phytosanitaires). Les performances sont également grandement améliorées grâce aux recours à la sélection génétique des plantes (variétés hybrides) et des animaux (contrôle de la reproduction).

La mise en place de ces systèmes agricoles synchrones de la période des trente glorieuses favorise enfin le développement de puissantes filières agroalimentaires en France.

L'agriculture française a donc subi des mutations lourdes et irréversibles qui l'ont conduit à devenir un puissant pays exportateur et la première agriculture européenne avec une augmentation de la productivité de l'ordre de 400 à 500% sous l'effet de ces changements (Bakker et *al.*, 2005; Hafner, 2003).

Ce système d'agriculture qualifié de productiviste est, à partir du milieu des années 1980 de plus en plus soumis à des critiques liées à ses conséquences sur la qualité des aliments et pour la détérioration de la qualité de l'environnement qu'il provoque, ces deux aspects n'ayant pas été initialement pris en compte.

70 ans après ces interventions, on peut néanmoins se demander quelles sont les conséquences environnementales de ces aménagements en terme de dégradation des hydrosystèmes et de la préservation des ressources en sol.

2 | Les conséquences de 70 années d'anthropisation du milieu sur les sols et l'hydrosystème

Les références scientifiques soulevant les effets néfastes de cette anthropisation brutale des milieux commencent à se multiplier à partir des années 1980 (e.g Dearing et *al.*, 1981; Walling, 1983; Walling, 1988) mais la reconstruction des conséquences de ces aménagements à long terme reste complexe compte-tenu de l'absence de données historiques sur la qualité physico-chimique des cours d'eau (e.g Foster et Walling, 1994).

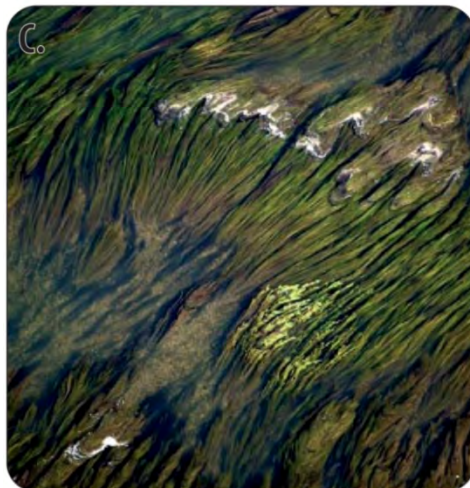


Fig. 1 Conséquences des pressions anthropiques sur les hydrosystèmes et sur la ressource en sol. A. Erosion des sols, Etats-Unis, © USDA. B. Colmatage de masse d'eau, étang du Louroux, France. C. Algue verte dans l'Ebre, Espagne © Yann Arthus Bertrand

On observe, en réponse à l'intensification des pratiques agricoles, une déstabilisation complète de la cascade sédimentaire.

Les phénomènes érosifs se sont accélérés et multipliés (Wilkinson, 2005) menaçant ainsi la durabilité des ressources en sol et la viabilité des écosystèmes naturels (Commission of the European Communities, 2006), (Fig. 1).

L'érosion des sols sous cette anthropisation accrue induit des effets néfastes sur la qualité et la fonctionnalité des sols *in situ*, en diminuant les rendements agricoles, en réduisant la capacité de stockage de l'eau ou encore en favorisant des pertes de matières organiques (Bakker et al., 2004; Bakker et al., 2008; Boardman et Poesen, 2006). Près de 114.5 millions d'hectares sont actuellement affectés par l'érosion des sols en Europe (Grimm et al., 2002) avec une érosion hydrique moyenne, pour les terres arables, qui peut être estimée entre 120 et 360 t.km⁻².an⁻¹ (Cerdan et al., 2010).

La genèse de ces phénomènes érosifs a des conséquences bien plus vastes que la dégradation agronomique en jouant localement le rôle de source de sédiments. Ces sédiments issus des versants sont susceptibles d'être transférés jusque dans les environnements aquatiques.

Au Royaume Uni, on estime que 70% des sédiments présents dans les cours d'eau sont originaires des terres agricoles (Rickson, 2014). A l'échelle européenne en contexte de plaine agricole, le flux sédimentaire exporté vers les hydro-systèmes est de l'ordre de 232 t.km⁻².an⁻¹ (Vanmaercke et al., 2011).

Dans les zones agricoles, artificialisées, où les aménagements sur les versants sont largement développés (réseaux de fossés et de drainages) ces transferts de matière depuis les versants sont accélérés par une connectivité optimale de la source au cours d'eau (Lopez-Vicente et al., 2013). Cette notion de connectivité est majeure et de plus en plus prise en compte dans les études sédimentaires (e.g Gay et al., 2014). Elle induit que la vulnérabilité à l'érosion sur parcelle peut être élevée mais ne présentera aucun risque en dehors

du site, s'il n'y a pas de lien direct au cours d'eau. A l'inverse, les parcelles à faible risque d'érosion peuvent présenter un risque environnemental fort si la connectivité au cours d'eau est forte une partie de l'année (Rickson, 2014).

Une fois transférés dans les masses d'eau par une connexion plus ou moins rapide, ces sédiments en excès vont participer au comblement et à l'envasement de lacs, d'étangs mais également de cours d'eau (e.g Dearing, 1991).

Ces phénomènes d'envasements en lien avec les pratiques agricoles ont été observés à l'échelle mondiale et ce, dans des environnements très contrastés. Ainsi au Royaume-Uni, dès le début des années 1990, l'étude de Foster et Walling (1994) alerte sur l'importance des pressions exercées par l'élevage intensif en amont de l'Old Mild réservoir. L'arasement des haies, les remembrements, l'augmentation du nombre de têtes de bétail et l'intensification du pâturage ont conduit sur la zone étudiée à un comblement progressif de l'étang situé à l'exutoire passant, avant 1945 d'une sédimentation de l'ordre de 20 t.km⁻².an⁻¹ à plus de 90 t.km⁻².an⁻¹ entre 1945 et 1991. A quelques dizaines de kilomètres de ce site, sous un contexte de polyculture élevage sur sols drainés, les changements agricoles ont induit une augmentation de la production sédimentaire. Elle est passée de 30 t.km⁻².an⁻¹ pour l'étang de Kyre à plus de 117 t.km⁻².an⁻¹ à partir des années 1960 (Foster et al., 2003). Associées à ces flux particuliers croissants, l'étang enregistre des teneurs en phosphore de plus en plus importantes, synchrones du développement des intrants en amont de la masse d'eau.

Ce scénario d'envasement n'est pas généralisé uniquement à l'Europe.

Aux Etats Unis, 32 lacs du Middle Ouest ont été sondés pour déterminer l'effet de l'intensification des pratiques agricoles et de l'accroissement des surfaces des exploitations sur l'export sédimentaire. L'ensemble des résultats indique une augmentation de la production de matière dans ces réservoirs en moyenne de 75% depuis les aménagements des années 1950 (Heathcote

et al., 2013). Cette anthropisation accrue, associée à une utilisation d'intrants en amont de ces réservoirs, engendre des phénomènes d'eutrophisation et de développement algaire dans ces hydrosystèmes (Rowan et al., 2012).

Sur l'île de Porto Rico, le passage de forêts et de prairies vers un système de grandes cultures a entraîné un comblement rapide du Lago Loiza, soulignant une dynamique plus de 60 fois supérieure après la période d'aménagements (Gellis et al., 2006).

Au Japon, l'étude de Ahn et al (2010) souligne les effets de la déforestation et de la conversion des plaines d'inondations en culture. Il enregistre dans le lac Toro, situé en aval de ces zones agricoles, une production sédimentaire qui passe de 13 à 30.5 t.km⁻².an⁻¹ à partir des années 1960.

Au-delà des conséquences financières liées aux coûts de gestion de ces comblements des retenues hydroélectriques ou le colmatage des retenues collinaires (Ben Slimane et al., 2013), ces transferts massifs de matériaux provoquent une multitude de conséquences négatives pour l'habitat aquatique et pour l'accès à une ressource en eau de qualité. Cet afflux de sédiments a par exemple pour conséquences une réduction de la pénétration de la lumière (Owens et al., 2005), le comblement des habitats et des frayères de la faune benthique (Massa, 2000), ou encore la détérioration des branchies des poissons (Waters, 1995). Associées à ce transfert sédimentaire, il est également de plus en plus admis que les matières en suspension participent à la modification de la composition chimique du milieu aquatique et représentent une importante source de pollution diffuse pour les eaux superficielles (e.g Davis et Fox, 2009; Hodgkinson et Withers, 1996). Ces sédiments se caractérisent par un pouvoir cohésif et d'adsorption important vis-à-vis des nutriments, des métaux lourds, des pesticides et autres contaminants organiques (e.g Kronvang et al., 1997; Shear et Watson, 1977; Vidon et Cuadra, 2011).

On retrouvera donc associées à ces sédiments qui transitent et s'accumulent dans les masses d'eau, des

teneurs importantes en polluants liés aux intrants utilisés en agriculture.

Ces polluants émis dans les hydrosystèmes se retrouvent de manière persistante dans l'environnement. Ainsi au Danemark, une étude réalisée sur 30 rivières de têtes de bassins versants révèle la présence d'herbicides, de fongicides et d'insecticides commercialisés dans la région, dans des concentrations presque quatre fois supérieures aux bassins drainants des zones non agricoles (Kronvang et al., 2003). Dans ces zones de forte connexion, des teneurs élevées en pesticides ou encore en phosphore sont classiquement enregistrées aux exutoires des réseaux de drainage (Laubel et al., 1999; Macrae et al., 2007). Les berges déstabilisées par les phases de recalibrage tendent à retrouver un état de stabilité. Les phénomènes d'érosion de berges se multiplient (Henshaw et al., 2013) et outre leur contribution dans la production sédimentaire, elles vont pouvoir causer localement le re-largage d'éléments polluants (e.g Rhoades et al., 2009).

On le voit, à travers ces quelques exemples, les changements d'usage des sols passés ont impacté et impactent encore aujourd'hui tous les compartiments des hydrosystèmes et ce à l'échelle globale. Ils participent à la dégradation de la ressource en sol mais d'une manière plus globale à la dégradation physico-chimique des écosystèmes aquatiques. Ces enjeux environnementaux sont d'une telle importance que la commission européenne a fait de la lutte contre l'érosion des sols une des priorités de sa politique environnementale (Commission of the European Communities, 2006). Au-delà de ces aspects environnementaux, la prise en charge des sédiments et la lutte contre l'érosion présentent un coût de gestion important. Ainsi, Walling (1988) préconise à cet effet une intervention rapide pour limiter les départs des matières sur les versants plutôt que de gérer la multitude d'effets provoqués par le transfert des sédiments. L'agence de l'environnement du Royaume Uni estime que le coût de l'érosion

des sols et les traitements de l'eau causés par les sédiments sont de l'ordre de 27 millions d'euros par an pour le pays (Defra, 2009). Le coût sanitaire et l'impact biologique ne sont pas pris en compte car difficilement quantifiables.

3 | Les plaines agricoles, des zones à enjeux entre société et environnement

De nos jours, les préoccupations environnementales sont l'objet de nombreuses inquiétudes pour l'avenir de nos sociétés modernes. Ces préoccupations font face à la gestion durable des ressources en eau et à la préservation des écosystèmes. Dans les zones de plaines agricoles, cette question de préservation de l'environnement est encore plus délicate à appréhender car elle doit combiner une gestion écologiquement durable du milieu et la préservation d'une agriculture économiquement viable.

Malgré les enjeux évidents qu'offrent ces milieux de plaine pour une meilleure prise en compte de la relation érosion – dégradation des masses d'eau, la cascade sédimentaire dans ces régions de plaine drainée est mal comprise et reste à ce jour très peu étudiée.

Il est en outre très complexe sur ces milieux fortement aménagés de distinguer les voies prioritaires de transfert de matières, les sources de matière et l'importance de la contribution de ces milieux au cycle sédimentaire global.

Ces zones non morphogènes, ont été longtemps négligées par les recherches scientifiques car classiquement considérées comme des zones de faible érosion comparées aux dynamiques qui pouvaient être observées dans des contextes orographiques plus contrastés. On retrouve ainsi une diversité d'études qui s'intéresse aux flux de matière dans des massifs montagneux (Dumas, 2007; Lenzi et Marchi, 2000), ou dans des zones agricoles contrastées (polyculture-élevage) (Lefrançois, 2007). A notre connaissance, aucune

étude intégrative ne propose une reconstitution du flux particulière en contexte de plaine agricole.

Néanmoins l'ensemble des changements orchestrés sur ces plaines au cours du XX^{ème} siècle, qu'ils soient d'ordre technique ou foncier ont rendu possible la conquête de nouveaux espaces, jusque-là délaissés en raison de leurs faibles aptitudes agronomiques. Parmi ces espaces, les zones humides ont subi des modifications paysagères encore plus radicales que les simples remembrements et suppressions de haies précédemment évoqués.

Pour rendre en particulier possible la culture céréalière sur ces zones, l'eau présente en excès dans les sols une partie de l'année a dû être maîtrisée, canalisée puis exportée des zones hydromorphes. Pour faciliter cet export, de large réseaux hydrographiques ont ainsi été créés, généralement sur-calibrés et rectilignes (Malavoi et Adam, 2007). Pour assainir les parcelles, l'installation de vastes réseaux de drainage est généralisée à partir des années 1950-1970 sur les grandes plaines hydromorphes. L'installation de ces systèmes permet une connexion directe entre la parcelle et le réseau hydrographique, assurant ainsi une évacuation plus ou moins optimale de l'eau (Penven et Muxart, 1995).

L'amélioration des connaissances sur les phénomènes de connectivité tend donc à pousser les recherches dans ces milieux de plaines fortement aménagés. Ainsi, depuis une bonne décennie, les premières références scientifiques (e.g Russell et al., 2001 ; Walling et al., 2002) qui ressortent de ces régions suggèrent que malgré un contexte de faible pente, les aménagements de l'environnement induisent une connexion directe entre les matériaux érodés et les masses d'eau, avec des zones de dépôts sur les versants très restreintes.

Il existe donc pour ces milieux de plaine situés en Europe et plus globalement à l'échelle mondiale, un réel besoin de références scientifiques couvrant le transport de matière. Elles permettront de mieux comprendre le fonctionnement de ces milieux à priori non morphogènes soumis à une agriculture intensive afin

d'envisager la mise en place d'aménagements pour limiter les transferts de matière, par ailleurs potentiellement polluants vers les masses d'eau. Ceci permettra donc *in fine*, d'assurer la préservation des sols et d'améliorer la qualité physico-chimique des cours d'eau.

4 | Les sources de sédiment en contexte de plaine agricole

Les références scientifiques acquises sur les zones de têtes de bassins versants drainées permettent de distinguer trois principales sources de matière (e.g Collins et al., 2012; Walling, 2005) : la matière en provenance de l'érosion des sols, des berges et la matière issue des collecteurs de drains (e.g Kronvang et al., 2013; Hofer et al., 2007; Laubel et al., 1999; Russell et al., 2001), (Fig. 2). Les processus d'érosion des sols et des chenaux représentent les sources les plus décrites dans les revues scientifiques (e.g Henshaw et al., 2013; Le Bissonnais et al., 2005; Couper et al., 2002).

Erosion des sols

L'érosion hydrique des sols affecte à des degrés divers près de 17% du territoire Européen en 2006 (Institut français de l'environnement). Cette érosion des sols d'origine diffuse ou concentrée en rigole est comprise entre 0 et 1700 t.km⁻².an⁻¹ à l'échelle Européenne (Cerdan et al., 2010). Ces valeurs d'érosions sont à comparer avec les valeurs moyennes de formation du sol, nettement plus faibles, comprises entre 30 et 120 t.km⁻².an⁻¹. Au-delà de 140 t.km⁻².an⁻¹, limite supérieure de tolérance à l'érosion des sols, on estime que l'on érode plus de matière qu'elle n'est produite *in situ* (Verheijen et al., 2009). Cette source de sédiment est décrite dans la revue de Haddadchi et al. (2013) comme étant classiquement la source majoritaire du flux sédimentaire dans la plupart des études de traçage sédimentaire. Cette contribution dépasse notamment près de 60 à 96% du flux de matière dans les cours d'eau du Royau-

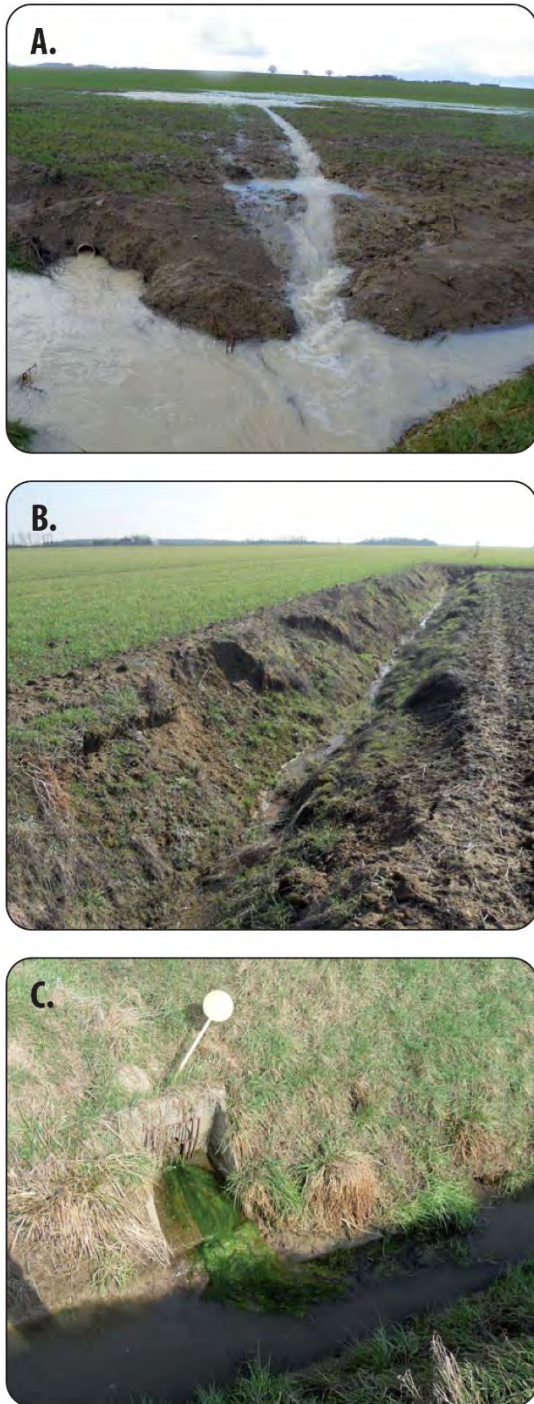


Fig. 2 Les sources de matières en contexte de plaine agricole. A. Erosion des sols par ruissellement. B. Erosion et incision des berges sur le plateau agricole. C. Transport de particules à l'exutoire d'un collecteur de drain à l'origine de formation de bloom alguaire (Clichés A. Foucher).

me Uni où elle peut atteindre classiquement des valeurs entre 85 et 95% du flux de sédiment (Walling, 2005).

En contexte agricole l'érosion des sols est contrôlée par plusieurs facteurs comme le degré de couverture végétale (e.g El Kateb et al., 2013; Fattet et al., 2011), les propriétés physico-chimiques du sol (Le Bissonnais et al., 2005), les conditions topographiques, climatiques, la fragmentation paysagère ou encore les pratiques agricoles mises en place localement (e.g Cerdan, 2001; Govers et al., 1994; Van Oost et al., 2000).

Le couvert végétal qui évolue au cours de l'année est l'un des principaux facteurs de contrôle (e.g Zhongming et al., 2010). L'érosion des sols a tendance à décroître en fonction du développement de la végétation. Cette fonction tampon assurée par la végétation sera d'autant plus efficace que les végétaux qui se développent, présentent une structure complexe, ramifiée en plusieurs niveaux foliaires (e.g Ruiz-Colmenero et al., 2013 ; Zheng et al., 2008). La densité de la végétation et ces structures ramifiées peuvent alors à l'inverse des végétaux peu couvrants, offrir une protection vis-à-vis de l'énergie cinétique des gouttes de pluies (Zhao et al., 2001).

La couverture pédologique est également un facteur prépondérant dans les phénomènes d'érosion des sols. Elle contrôle la capacité d'infiltration de l'eau et sa sensibilité aux phénomènes érosifs (King et Le Bissonnais, 1992). Cette sensibilité des sols à l'érosion est renforcée par le contexte topographique dans lequel elle s'inscrit en lien avec la pente et la longueur de la pente (Assouline et Ben-Hur, 2006). Ces deux paramètres peuvent contrôler le ruissellement et donc, le transport de particules de sols. Les précipitations et plus particulièrement l'intensité des précipitations contrôlent également l'érosion (Fister et al., 2012; Hammad et al., 2006).

L'énergie cinétique dégagée par ces événements pluvieux est un paramètre essentiel de l'érosivité des sols en favorisant le développement de phénomène

d'érosion hydrique. La fragmentation paysagère et l'occupation des sols réduisent l'érosion hydrique (haies – bandes enherbées), (Morgan, 2005; Verheijen et al., 2009) ou bien à l'inverse, peuvent-être un facteur accélérant l'érosion (culture dans le sens de la pente). Les pratiques culturales peuvent également provoquer des déplacements mécaniques comme par exemple lors du labour (Boardman et Poesen, 2006; Lindstrom et al., 1992).

Ces facteurs de contrôle de l'érosion des sols sont activés par des mécanismes de désagrégation et de transport des particules. Les mécanismes de désagrégation par l'érosion hydrique des sols agricoles des régions tempérées, recouvrent des processus très différents selon que l'eau se présente sous forme de gouttes de pluie, de flux concentrés ou de nappes ruisselantes. Dans la synthèse proposée par Le Bissonnais et Le Souder (1995), quatre mécanismes de détachement de particules sont présentés. Leur intensité relative est contrôlée par les propriétés des sols (physico-chimiques) ainsi que de la nature de l'évènement pluvieux.

- *l'éclatement* se produit lorsque des agrégats sont rapidement réhumectés. La pression interne de l'air piégé lors de l'humectation est telle qu'elle désagrège les agrégats (Emerson, 1967).
- La *désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie*. Les agrégats sont fragmentés et des particules peuvent être détachées de leur surface en fonction de l'énergie des gouttes de pluie (Nearing et al., 1987). Ce mécanisme est prédominant à partir du moment où les sols sont saturés, du fait de la diminution de résistance mécanique des agrégats et du changement de nature des chocs liés au ralentissement de l'infiltration. L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en force de cisaillement qui provoque un détachement (Al-Durrah et Bradford, 1982).
- La *désagrégation par gonflement différentiel* : les phénomènes de gonflement et retrait en eau qui interviennent lors des cycles d'humectation -

dessiccation des sols argileux entraînent une microfissuration des agrégats et contribuent donc à la réduction du diamètre moyen des particules à la surface des sols (Le Bissonnais, 1990). Les conséquences sont moins importantes que les autres mécanismes.

- La *dispersion physico-chimique* provient de la réduction des forces d'attraction entre les particules colloïdales lors de l'humectation (Summer, 1992). Elle dépend de la taille et de la valence des cations présents qui peuvent former des ponts entre les particules chargées négativement. Ce mécanisme concerne principalement les sols salés.

Une fois la désagrégation assurée, le déplacement des particules est associé soit à l'effet des gouttes de pluie, lui-même appelé « effet splash » soit par le ruissellement. Ces déplacements de particules est décrit dans les synthèses réalisées par Le Bissonnais (2000) et la thèse de Lefrançois (2007). En plus de l'action de l'eau sur la désagrégation et le détachement des particules, l'impact des gouttes de pluie peut être à l'origine d'un déplacement des particules et fragments issus de la désagrégation des sols. Ce déplacement latéral appelé également effet « splash » constitue le principal moteur du déplacement de terre avant que le ruissellement ne démarre. Le déplacement des particules et de l'ordre de quelques centimètres, mais ce processus peut entraîner un déplacement important de terre à la surface du sol.

A ce déplacement s'ajoutent des phénomènes de réorganisation structurale par illuviation, c'est-à-dire par entraînement des particules dans la porosité du sol par compactage sous l'effet de l'impact des gouttes et de la succion exercée par la couche de subsurface, et enfin par sédimentation dans les micro-dépressions. Ces processus conduisent à la fermeture de la surface et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance. L'eau en ruisselant va exercer sur le sol une force de cisaillement qui arrache, puis transporte les particules.

Les conditions de transport et finalement de dépôts dépendent de la taille des particules et des vitesses des courants. Il existe ainsi pour un sol donné une vitesse critique d'arrachement et une vitesse limite au-dessous de laquelle les particules sédimentent. Dans les premiers temps de ces événements, l'eau s'écoule en nappes et entraîne les particules les plus fines, détachées des agrégats par l'effet splash, les particules grossières, elles, restent sur place. Il s'agit d'une érosion diffuse difficilement perceptible. C'est progressivement que de simples griffures, puis des rigoles décimétriques pouvant évoluer en ravines métriques apparaissent par suite de la concentration du ruissellement dans des zones de motifs agricoles (sillons, rangs, ...) ou dans les talwegs (Duchaufour, 2001). Lorsque la capacité de stockage de l'eau dans le sol est inférieure au cumul de l'averse, on parle de ruissellement par saturation. L'eau ne peut plus s'infiltrer dans le sol et s'écoule latéralement dans le sens de la pente. Ces processus de ruissellement sont fréquents en plaine en hiver lorsque des épisodes pluvieux, même de faible intensité se déclenchent. Ces processus de transport ont généralement lieu dans les zones de bas-fonds, sur des sols à faible perméabilité, à faible profondeur.

Erosion des berges

L'érosion des berges est un phénomène naturel qui est influencé par deux grands type de facteurs : un facteur causal, conduisant à l'érosion elle-même et un ensemble de facteurs de contrôle qui influencent l'efficacité des processus générant l'érosion (e.g Henshaw et al., 2013 ; Couper et al., 2001). La dynamique fluviale est le principal facteur causal favorisant l'altération des berges (Lawler, 1993). Ce phénomène participe au détachement individuel ou en masse des particules présentes sur les berges. Ce processus à l'origine du départ de particules a lieu lorsque la vitesse du courant et sa turbulence développent un pouvoir érosif capable de vaincre le poids des particules et leur cohésion (Lawler et al., 1997). Cette érosion de berges est encore plus agressive si le flux est perpendiculaire à la berge.

L'érosion fluviale a tendance à augmenter en période de crues et présente par conséquent un caractère saisonnier (Knighton, 1973). D'autres paramètres peuvent affecter la stabilité des berges comme les phénomènes de dessiccation (Lawler, 1992; Prosser et al., 2000), ou encore les périodes d'alternance de gel et de dégel (Lawler, 1986; Yumoto et al., 2006; Wynn et al., 2008). Ces deux processus ont tous deux pour effet de provoquer des ruptures et des mouvements en masse de la berge.

L'efficacité des processus précédemment cités, à l'origine de l'érosion, est contrôlée par le fait que les matériaux qui composent les berges, sont cohésifs ou non-cohésifs (Thorne, 1982), par l'humidité des berges et les phénomènes de ré-humectation (Simon et al., 1999), la texture des berges, la couverture végétale (Laubel et al., 2003) ainsi que la présence ou l'absence d'arbres et d'embâcles dans le lit du cours d'eau (Davis et Gregory, 1994). La pente longitudinale, la rugosité du fond du cours d'eau ou encore la sinuosité du chenal vont également influencer les phénomènes érosifs (Malavoi et Adam, 2007).

Les activités et les aménagements anthropiques peuvent fortement favoriser l'érosion des berges (Zaimes et al., 2006 ; Zaimes et al, 2015 ; Lefrançois, 2007). Ainsi par exemple, le pâturage du bétail dans les zones riveraines d'un cours d'eau induit des érosions près de 6 fois supérieures aux zones non pâturées. Cette érosion est provoquée par l'assouplissement des matériaux et par la disparition progressive de la végétation sur les berges (Trimble, 1994). Le recalibrage des cours d'eau pratiqué massivement pour harmoniser la géométrie des parcelles sur les plaines agricole induit aujourd'hui une incision des chenaux en augmentant le gradient hydraulique et en réduisant la rugosité (e.g Simon et Rinaldi, 2000; Brookes, 1985). A l'aval des zones de seuil, les tourbillons provoqués par la chute d'eau ont tendance à éroder les deux berges en aval par courant retour.

La diversité des paramètres inhérents au cours d'eau qui influence l'érosion des berges, implique que cette source participe à des degrés très divers à l'export séd-

imentaire. Ainsi, par exemple dans de nombreux bassins Australiens, ou encore Norvégiens, cette érosion de berges correspond à la source dominante du flux sédimentaire avec une contribution qui dépasse généralement les 90% (Caitcheron et al., 2012 ; Laceby, 2012 ; Kronvang et al., 2013). Inversement ces particules originaires des berges peuvent être minoritaires dans le flux sédimentaire comme par exemple dans les cours d'eau du Royaume-Uni où elles représentent entre 5 et 15% du flux de matière (Walling et Collins, 2005).

Transferts par les réseaux de drains

Les drains sont clairement la source de matière la moins connue des trois et celle qui est à ce jour la plus sujette à discussion (e.g King et al., 2014). Il est notamment complexe d'affirmer ou d'infirmer si les matériaux issus des drains peuvent être qualifiés de sources ou de voies de transferts des sédiments (Walling et al., 2002).

Le peu d'études réalisées sur ces milieux, indiquent des contributions de la part de ce compartiment qui peuvent être comprises entre 27 et 55% de l'export sédimentaire (Russell et al., 2002 ; Macrae et al., 2007). Cette contribution peut même atteindre des valeurs supérieures à 50% dans certains cas (e.g Foster et al., 2003).

Les précédentes études se focalisant sur les transferts via les réseaux de drainage soulignent une dynamique interne liée à une migration des particules fines du sol à l'intérieur des profils pédologiques. Pour Sogon (1999) et Walling et al (2002) les matériaux transitant dans les réseaux de drainages sont des sédiments en provenance des zones superficielles du sol (horizon de labour), qui migrent en fonction des conditions hydriques via des macropores et des cracks sédimentaires formés par la végétation (Oygarden et al., 1997), le travail du sol et la sensibilité du sol à la dessiccation (Chapman et al., 2005). Ces réseaux de cracks et ces réseaux hydrographiques souterrains exercent donc le rôle de vecteur entre les horizons superficiels du sol et

les hydrosystèmes pendant les périodes de saturation en eau des sols (Jagercikova et al., 2014 ; Penven et Muxar, 2001).

5 | Cadre et objectif de la thèse

Dans le contexte de la directive cadre sur l'eau, les masses d'eau françaises et européennes doivent atteindre le bon état écologique d'ici à 2015 (Parlement Européen, 2000). Cet objectif est difficilement réalisable au vu de l'état d'un grand nombre de masses d'eau française (e.g Agence de l'Eau Seine Normandie, 2013) et au manque de connaissance sur les processus à l'origine de la dégradation de ces masses d'eau (e.g Camusso et al., 2002; Collins et al., 2005; Kay et al., 2007). Longtemps négligées par rapport aux pollutions chimiques diffuses, les matières en suspension sont aujourd'hui reconnues pour leur implication dans le transport de polluants (e.g Ayrault et al., 2014; Desmet et al., 2012) et le colmatage des lits des rivières et des barrages (e.g Valero-Garcés et al., 1999; Verstraeten et al., 2003). Malgré l'évidence du caractère néfaste d'une augmentation du transfert de sédiments pour les écosystèmes, le terme sédiment n'est cité que huit fois dans la directive cadre sur l'eau et aucune norme de sédiments critiques nécessaire à l'atteinte d'un bon état écologique n'est mentionnée dans la directive (Collins et Anthony, 2008).

C'est dans ce contexte de dégradation des masses d'eau qu'a été lancé en 2011 le projet Verseau financé par L'Agence de l'Eau Loire Bretagne et soutenu, par le Laboratoire Géohydrosystèmes Continentaux (*GéHCO*) de l'Université de Tours et le BRGM d'Orléans visant à mieux appréhender le lien entre érosion, connectivité et dégradation des masses d'eau. Ce projet s'inscrit à deux échelles spatio-temporelles différentes avec à l'échelle du bassin Loire Bretagne l'élaboration d'une carte de l'aléa érosion à l'échelle décennale (Degan, 2015) ainsi que des travaux visant une meilleure prise en compte de la connectivité (Gay et al.,

2014). La seconde échelle d'approche, où ce présent travail de thèse trouve son origine, cherche, à l'échelle d'un petit bassin versant agricole, à définir la rétrospective à long terme de la variabilité de la production sédimentaire sous l'effet de l'évolution des activités anthropiques. Cette reconstitution est réalisée par le biais d'un enregistrement lacustre nécessaire à la prédiction des changements de dynamique en terme d'export de matière. Cette étude à l'échelle locale s'intéresse à une zone non morphogène, présentant une connectivité accrue qui se veut représentative des grandes plaines agricoles drainées de l'Europe de l'Ouest.

Deux autres projets, *Drastic* et *TrackSed* sont venus se greffer sur ce projet initial. Ces deux projets sont financés de nouveau par l'Agence de l'eau Loire Bretagne et sont soutenus par l'université de Tours, le BRGM et le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS). Le premier projet, *Drastic*, offre la possibilité, par le biais d'une lourde instrumentation installée sur site, de disposer de mesures de concentration de matières en suspension et de hauteurs d'eau en continu et à haute résolution. Ces données permettent de faire le lien entre la dynamique passée, enregistrée dans le réceptacle sédimentaire et la dynamique actuelle, mesurée dans les cours d'eau. Pour compléter les deux précédents projets se focalisant sur les notions d'accumulation de matières et de transferts sédimentaires, le projet *TrackSed* s'inscrit pour sa part dans l'identification des sources à l'origine de la dynamique sédimentaire actuelle et passée enregistrée dans les cours d'eau et dans un enregistrement lacustre et se base sur du traçage sédimentaire.

Ces projets, dans lesquels s'intègrent ces travaux de thèse, visent *in fine* à mieux comprendre les conséquences des changements anthropiques liés aux modifications des pratiques agricoles au cours de la seconde moitié du XX^{ème}. Nous chercherons à travers ces travaux de thèse à évaluer le potentiel de ces zones très peu étudiées dans la dégradation de la qualité physique des masses d'eau et d'évaluer la durabilité de

tels systèmes en terme de départs de matière et transferts aux masses d'eau.

Les objectifs principaux et les résultats attendus pour ce travail de thèse portent sur trois axes :

- (i) la quantification de l'évolution de la production sédimentaire en lien avec les modifications des pratiques agricoles
- (ii) l'évolution de la contribution des principales sources de matière en contexte de plaine agricole ainsi que la définition des principales voies de transferts de matière
- (iii) la compréhension et la quantification des mécanismes à l'origine des départs de matières sur les berges des cours d'eau recalibrés, à court (année) et long terme (70 dernières années)

D'une manière plus générale, ces travaux de thèse permettront de définir **l'évolution des flux** de matière dans le temps, **l'origine des sédiments** et les dynamiques de **départs sur les versants**. Cette compréhension permettra d'envisager les changements futurs sur ces milieux face aux réponses induites par les déstabilisations passées.

Ces travaux menés dans le cadre de cette thèse constituent une étape préliminaire pour la compréhension globale des processus sur ces milieux de plaine et seront complétés par d'autres travaux futurs portant sur la modélisation de l'érosion des sols, la quantification des flux actuels et le traçage sédimentaire à long terme.

Un schéma synoptique résume le déroulement des travaux de thèse des phases d'identification du site, collectes et valorisation des données (Fig. 3).

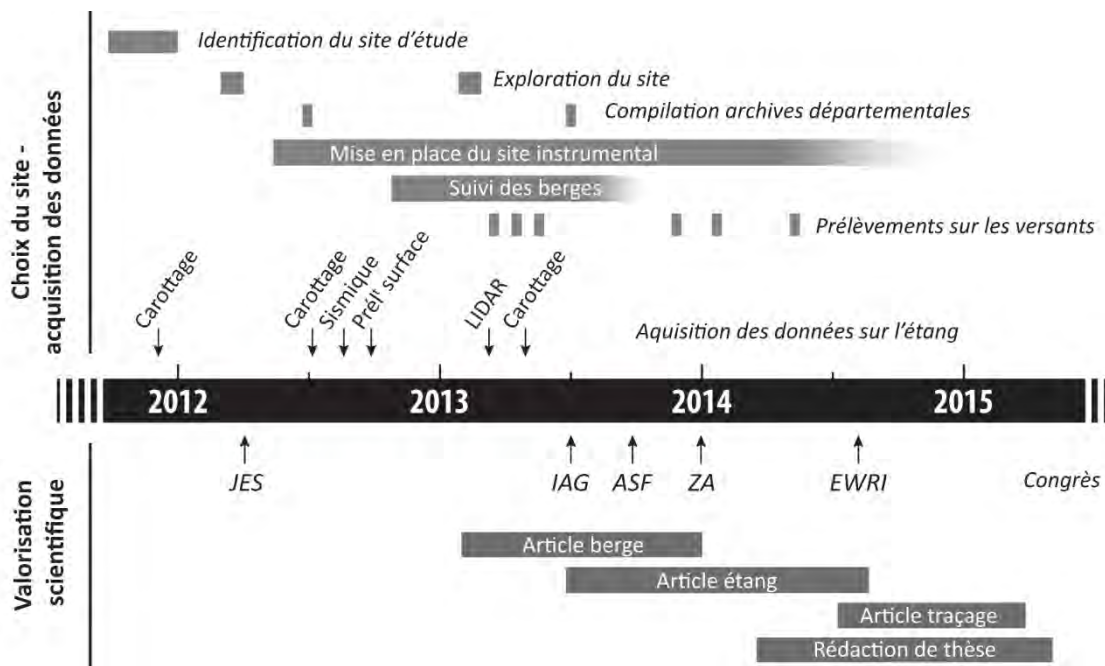


Fig. 3 Schéma synoptique du déroulement de la thèse – du choix du site à la valorisation des données.

6 | Organisation du manuscrit

Afin de valoriser le travail de recherche et les données acquises durant cette thèse, ce présent manuscrit est organisé sous la forme de quatre articles soumis ou acceptés, formant de manière individuelle ou regroupée un chapitre.

Chacun de ces chapitres adopte les acquis de la partie qui la précède, l'enchaînement des articles permettant de répondre à une succession de questions soulevées au fur et à mesure du manuscrit.

Il est proposé de faire le cheminement inverse des particules en partant depuis la zone d'accumulation, à l'exutoire du bassin, jusqu'aux zones sources, sur les versants.

Le **chapitre 1** introduit le site d'étude et les méthodes employées dans ce manuscrit.

Le **chapitre 2** pose le cadre historique de la production sédimentaire dans le contexte de plaine agricole du bassin versant du Louroux.

Par le biais d'une approche multiparamètres menée sur un enregistrement lacustre, incluant des carottages, des prélèvements de sédiments de surface et des profils sismiques, cette étude vise à reconstituer l'évolution de la dynamique sédimentaire dans l'étang du Louroux pour les périodes récentes (<60 ans) en réponse aux changements d'usage des sols. Ce travail trouve son originalité par le contexte dans lequel il s'intègre et par le type de bassin étudié comportant un étang à son exutoire. L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre font l'objet d'un article publié dans le journal *Anthropocene* ayant pour titre « *Increase in soil erosion after agricultural intensification : Evidence from a lowland basin in France* ».

Le **chapitre 3** se consacre, quant à lui, à l'identification des principales sources participant au transfert de sédiments et au comblement de l'étang du Louroux. Cette étude vise à identifier, en se fondant sur une technique de traçage sédimentaire, les sources de matières présentes sur les zones de tête de bassin, localisées en contexte de plaine agricole drainée. Cette approche de traçage sédimentaire se base sur l'utilisation du ^{137}Cs comme traceur et teste pour la première fois l'utilisation du Thorium comme facteur de correction granulométrique pour pallier la sélectivité particulière durant les phases d'érosion. Ces travaux font l'objet d'un article soumis dans le journal *Geomorphology* s'intitulant "Quantifying the dominant sources of sediment in a lowland (drained) agricultural catchment of Western Europe: novel insights provided by fingerprinting based on ^{137}Cs and (associated/alternative) grain size corrections".

Le dernier chapitre de cette thèse (**chapitre 4**) est consacré à l'étude des processus d'érosion de berges comme source potentielle de sédiment. Elle combine deux articles dont le premier intitulé « *Quantification of bank erosion of artificial drainage networks using LIDAR data* » à soumettre dans la revue *Zeitschrift für Geomorphologie* se base sur l'emploi d'images topographique à haute résolution (Lidar aéroporté) pour détecter la morphologie et quantifier le volume occupé par de petits cours d'eau de largeur inférieure à 4 m. Le second article est une application directe qui vise à caractériser la dynamique d'érosion des berges à court terme pour quantifier la part de ces berges dans la production sédimentaire durant une année hydrologique et depuis les 70 dernières années. Elle constitue une des premières études du genre à reconstruire, sur de longues périodes, le décaissement et l'érosion des berges. Les résultats de ces travaux sont soumis dans la revue *Hydrological Processes* et l'article s'intitule « *Quantification of bank erosion in a drained agricultural catchment* ».

La dernière partie de ce travail reprend dans une **conclusion** générale les résultats marquants de chacun des articles pour les associer à un budget sédimentaire permettant de dresser une image des flux détritiques pendant et avant les phases d'anthropisation. Cette reconstitution permet d'estimer l'intensité de l'érosion provoquée par l'agriculture contemporaine et de dresser un bilan sur les principales sources. Cette partie permet de préciser la contribution de ces travaux de thèse à la connaissance globale de la dynamique sédimentaire dans ces milieux de plaines drainées. Sont aussi abordés pour conclure ce manuscrit, les futurs développements et études mises en place sur le bassin du Louroux nécessaires à la compréhension globale du couple anthropisation – dégradation morphologique des hydrosystèmes.

Références de l'introduction

- Agence de l'eau Seine Normandie, 2013. Rapport annuel - 2013. 96 p
- Ahn, Y.S., Nakamura, F., Chun, K.W., 2010. Recent history of sediment dynamics in Lake Toro and applicability of ²¹⁰Pb dating in a highly disturbed catchment in northern Japan. *Geomorphology*, 114(3), pp. 284-293.
- Al-Durrah, M.M., Bradford, J.M., 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. 46, p 1086-1090.
- Antrop, M., 2005. Why landscapes of the past are important for the future. *Landscape and Urban Planning*, 70(1-2), pp. 21-34.
- Assouline, S., Ben-Hur, M., 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *CATENA*, 66(3), pp. 211-221.
- Ayrault, S., Le Pape, P., Evrard, O., Priadi, C.R., Quantin, C., Bonté, P., Roy-Barman, M., 2014. Remanence of lead pollution in an urban river system: a multi-scale temporal and spatial study in the Seine River basin, France. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(6), pp. 4134-4148.
- Bakker, M.M., Govers, G., Ewert, F., Rounsevell, M., Jones, R., 2005. Variability in regional wheat yields as a function of climate, soil and economic variables: Assessing the risk of confounding. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 110(3-4), pp. 195-209.
- Bakker, M.M., Govers, G., Rounsevell, M.D.A., 2004. The crop productivity - erosion relationship: an analysis based on experimental work. *CATENA*, 57(1), pp. 55-76.
- Bakker, M.M., Govers, G., van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M., 2008. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology*, 98(3-4), pp. 213-226.
- Ben Slimane, A., Raclot, D., Evrard, O., Sanaa, M., Lefèvre, I., Ahmadi, M., Tounsi, M., Rumpel, C., Ben Mammou, A., Le Bissonnais, Y., 2013. Fingerprinting sediment sources in the outlet reservoir of a hilly cultivated catchment of Tunisia. *Journal of Soils and Sediments*, 13(4), pp. 801 - 815.
- Boardman, J., Poesen, J., 2006. *Soil Erosion in Europe: Major Processes, Causes and Consequences*, Soil Erosion in Europe. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 477.
- Brookes, A., 1985. River channelization: traditional engineering methods. *Prog. Phys. Geogr*, 9, pp. 44-73.
- Caitcheon, G.G., Olley, J.M., Pantus, F., Hancock, G., Leslie, C., 2012. The dominant erosion processes supplying fine sediment to three major rivers in tropical Australia, the Daly (NT), Mitchell (Qld) and Flinders (Qld) Rivers. *Geomorphology*, 151-152(No), pp. 188-195.
- Camusso, M., Galassi, S., Vignati, D., 2002. Assessment of river Po sediment quality by micropollutant analysis. *Water Research*, pp. 2491-2504.
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122(1-2), pp. 167-177.
- Chapman, A.S., Foster, I.D.L., Lees, J.A., Hodgkinson, R.A., 2005. Sediment delivery from agricultural land to rivers via subsurface drainage. *Hydrological Processes*, 19(15), pp. 2875-2897.
- Collins, A.L., Anthony, S.G., 2008. Assessing the likelihood of catchments across England and Wales meeting "good ecological status" due to sediment contributions from agricultural sources. *Environmental Science & Policy*, 11(2), pp. 163-170.
- Collins, A.L., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 2005. Storage of fine-grained sediment and associated contaminants within the channels of lowland permeable catchments in the UK. D.E. Walling, A.J. Horowitz (Eds.), *Sediment Budgets 1*, International Association of Hydrological Sciences Publication No. 291, IAHS Press, Wallingford, UK, pp. 259-268.
- Collins, A.L., Zhang, Y., McChesney, D., Walling, D.E., Haley, S.M., Smith, P., 2012. Sediment source tracing in a lowland agricultural catchment in southern England using a modified procedure combining statistical analysis and numerical modelling. *Science of The Total Environment*, 414(0), pp. 301-317.
- Commission of the European Communities, 2006. *Communication from the Commission to the Council, the European Parliament, the economic and social Committee and the Committee of the regions – Towards a Thematic Strategy for Soil Protection*.
- Couper, P., Stott, T., Maddock, I., 2002. Insights into river bank erosion processes derived from analysis of negative erosion-pin recordings: observations from three recent UK studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(1), pp. 59.
- Couper, P.R., Maddock, I.P., 2001. Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6), pp. 631-646.
- Davis, C.M., Fox, J.F., 2009. Sediment fingerprinting: review of the method and future improvements for allocate

- ing nonpoint source pollution. *Journal of Environmental Engineering*, 135, pp. 490-504.
- Davis, R.J., Gregory, K.J., 1994. A new distinct method of river bank erosion in a forested catchment. *Journal of Hydrology*, 157, pp. 1 - 11.
- Dearing, J.A., 1991. Lake sediment records of erosional processes. *Hydrobiologia*, 214(1), pp. 99-106.
- Dearing, J.A., Elner, J.K., Happey-Wood, C.M., 1981. Recent sediment flux and erosional processes in a Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements. *Quaternary Research*, 16(3), pp. 356-372.
- Degan, 2015. Cartographie de l'aléa érosif sur le bassin Loire-Bretagne. Agence de l'Eau Loire-Bretagne. En revision.
- Defra, 2009. Safeguarding our soils: a strategy for England. Defra publication PB13297.
- Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Science of The Total Environment*, 433(0), pp. 189-197.
- Duchaufour, P., 2001. Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement. 6ème édition de l'Abrégé de pédologie. Dunod ed. 331p.
- Dumas, D., 2007. The results of 10 years of daily observations of the flux of suspended matter in one of the main watercourses in the European Alps: The Isère at Grenoble (France). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(13), pp. 810-819.
- Emerson, W.W., 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*, 5, p 47 - 57.
- Fister, W., Iserloh, T., Ries, J.B., Schmidt, R.G., 2012. A portable wind and rainfall simulator for in situ soil erosion measurements. *CATENA*, 91(0), pp. 72-84.
- Flamant, J., 2010. Une brève histoire des transformations de l'agriculture au 20^{ème} siècle. *Mission agrobiosciences*, pp. 1-20.
- Foster, I.D.L., Chapman, A.S., Hodgkinson, R.M., Jones, A.R., Lees, J.A., Turner, S.E., Scott, M., 2003. Changing suspended sediment and particulate phosphorus loads and pathways in underdrained lowland agricultural catchments; Herefordshire and Worcestershire, U.K. *Hydrobiologia*, 494(1), pp. 119-126.
- Foster, I.D.L., Walling, D.E., 1994. Using reservoir deposits to reconstruct changing sediment yields and sources in the catchment of the Old Mill Reservoir, South Devon, UK, Over the past 50 years. *hydrological Sciences*(39), pp. 347 - 368.
- Gay, A., Cerdan, O., Delmas, M., Desmet, M., 2014. Variability of suspended sediment yields within the Loire river basin (France). *Journal of Hydrology*, 519, pp 1225-1237.
- Gellis, A.C., Webb, R.M., McIntyre, S., Wolfe, W.J., 2006. Land-use effects on erosion, sediment yields, and reservoir sedimentation: a case study in the lago Loiza basin, Puerto Rico. *Physical Geography*, 27(1), pp. 39-69.
- Grimm, M., Jones, R., Montanarella, L., 2002. Soil erosion risk in Europe. *European Soil Bureau Institute for Environment & Sustainability JRC Ispra*, p 1-44.
- Haddadchi, A., Ryder, D.S., Evrard, O., Olley, J., 2013. Sediment fingerprinting in fluvial systems: review of tracers, sediment sources and mixing models. *International Journal of Sediment Research*, 28(4), pp. 560-578.
- Hafner, S., 2003. Trends in maize, rice, and wheat yields for 188 nations over the past 40 years: a prevalence of linear growth. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 97(1-3), pp. 275-283.
- Hammad, A.H.A., Borresen, T., Haugen, L.E., 2006. Effects of rain characteristics and terracing on runoff and erosion under the Mediterranean. *Soil and Tillage Research*, 87(1), pp. 39-47.
- Heathcote, A., Filstrup, C., Downing, J., 2013. Watershed Sediment Losses to Lakes Accelerating Despite Agricultural Soil Conservation Efforts. *Plos one*, 8(1).
- Henshaw, A.J., Thorne, C.R., Clifford, N.J., 2013. Identifying causes and controls of river bank erosion in a British upland catchment. *CATENA*, 100, pp. 107-119.
- Hodgkinson, R.A., Withers, P.J.A., 1996. Non-point source phosphorus loss from small agricultural catchments. *Diffuse pollution and agriculture, The Scottish Agricultural College*, pp.120-126.
- Hofer, M., Lehmann, P., Biemelt, D., StÅrli, M., Krafczyk, M., 2007. Modelling subsurface drainage pathways in an artificial catchment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 36, pp. 101-112.
- Jagercikova, M., Evrard, O., Balesdent, J., Lefèvre, I., Cornu, S., 2014. Modeling the migration of fallout radionuclides to quantify the contemporary transfer of fine particles in Luvisol profiles under different land uses and farming practices. *Soil and Tillage Research*, 140(0), pp. 82-97.
- Kay, D., Edwards, A.C., McDonald, A.T., Stapleton, C.M., Wyer, M.D., Crowther, J., 2007. Catchment microbial dynamics: the emergence of a research agenda. *Prog. Phys. Geogr*, 31, pp. 1-18.
- King, D., Le Bissonais, Y., 1992. Rôle des sols et pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux: exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C.R. Acad. Agriculture*, pp 91 - 105.
- King, K.W., Fausey, N.R., Williams, M.R., 2014. Effect of subsurface drainage on streamflow in an agricultural

- headwater watershed. *Journal of Hydrology*, 519, Part A, pp 438-445.
- Knighton, A.D., 1973. Riverbank erosion in relation to stream-flow conditions, River Bollin-Dean, Cheshire. *East Midlands Geographer*, 5, pp. 416–426.
- Kronvang, B., Andersen, H., Larsen, S.r., Audet, J., 2013. Importance of bank erosion for sediment input, storage and export at the catchment scale. *Journal of Soils and Sediments*, 13(1), pp. 230-241.
- Kronvang, B., Grant, A., Laubel, A.L., 1997. Sediment and phosphorus export from a lowland catchment: Quantification of sources. *Air and Soil Pollution*, 99, pp. 465-476.
- Kronvang, B., Kronvang, B., Laubel, A., Larsen, S.E., Friberg, N., 2003. Pesticides and heavy metals in Danish streambed sediment, *The Interactions between Sediments and Water. Developments in Hydrobiology*. Springer Netherlands, pp. 93-101.
- Laceyby, J.P., 2012. *The Provenance of Sediment in Three Rural Catchments in South East Queensland, Australia*. Thesis (PhD Doctorate), Griffith University, Brisbane.
- Laubel, A., Jacobsen, O.H., Kronvang, B., Grant, R., Andersen, H.E., 1999. Subsurface Drainage Loss of Particles and Phosphorus from Field Plot Experiments and a Tile-Drained Catchment. *J. Environ. Qual.*, 28(2), pp. 576-584.
- Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B., Jensen, C., 2003. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrological Processes*, 17(17), 3443-3463.
- Lawler, D.M., 1986. River bank erosion and the influence of frost; a statistical examination. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 11, pp. 227–242.
- Lawler, D.M., 1992. Process dominance in bank erosion systems. P. Carling, G.E. Petts (Eds.), *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives*, Wiley, Chichester, pp. 117–143.
- Lawler, D.M., 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: A review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(9), pp. 777-821.
- Lawler, D.M., Thorne, C.R., Hooke, J.M., 1997. Bank erosion and instability. C.R. Thorne, R.D. Hey, M.D. Newson (Eds.), *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 137-172.
- Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. *CATENA*, 17, p 13 -28.
- Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., Lecomte, V., Benkhadra, H., Souchère, V., Martin, P., 2005. Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *CATENA*, 62(2-3), pp. 111-124.
- Le Bissonnais, Y., Le Souder, C., 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des sols*, p 43 - 56.
- Lefrançois, J., 2007. *Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste.*, Université de Rennes 1, 280 pp.
- Lenzi, M.A., Marchi, L., 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (north-eastern Italy). *CATENA*, 39(4), pp. 267-282.
- Lindstrom, M.J., Nelson, W.W., Schumacher, T.E., 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldboard plowing. *Soil & Tillage Research*, 24, pp. 243-255.
- Lopez-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A., Gaspar, L., 2013. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *CATENA*, 102(0), p 62-73.
- Macrae, M.L., English, M.C., Schiff, S.L., Stone, M., 2007. Intra-annual variability in the contribution of tile drains to basin discharge and phosphorus export in a first-order agricultural catchment. *Agricultural Water Management*, 92(3), pp 171-182.
- Malavoi, J.R., Adam, P., 2007. La restauration hydromorphologique des cours d'eau: concepts et principes de mise en œuvre. *Ingénieries*, 50, p 49-61.
- Massa, F., 2000. *Sédiments, physico-chimie du compartiment interstitiel et développement embryonnaire de la truite commune (Salmo trutta): étude en milieu naturel antropisé et en conditions contrôlées*, thèse de l'INA-PG, 199 p.
- Morgan, R.P.C., 2005. *Soil erosion and Conservation*. Blackwell publishing., 299 pp.
- Nearing, M.A., Bradford, J.M., Holtz, R.D., 1987. Measurement of waterdrop impact pressures on soil surfaces. *Soil Science Society of America Journal*, 51, p 1302-1306.
- Owens, P.N., Batalla, R.J., Collins, A.J., Gomez, B., Hicks, D.M., Horowitz, A.J., Kondolf, G.M., Marden, M., Page, M.J., Peacock, D.H., Petticrew, E.L., Salomons, W., Trustrum, N.A., 2005. Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications*, 21(7), 693.
- Oygarden, L., Kvaerner, J., Jenssen, P.D., 1997. Soil erosion via preferential flow to drainage systems in clay soils. *Geoderma*, 76, pp 65-86.
- Parlement Européen, 2000. *Communication de la Commission au Parlement européen et au Conseil - Vers une gestion durable de l'eau dans l'Union européenne - Première étape de la mise en œuvre de la directive-cadre sur l'eau.*
- Penven, M.-J., Muxart, T., 1995. Le drainage agricole: un rôle fondamental dans les transferts d'eau et de matière.

- L'exemple du plateau briard. *Annales de Géographie*, 104(n° 581 - 582), 88 - 104 p.
- Prosser, I.P., Hughes, A.O., Rutherford, I.D., 2000. Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(10), pp. 1085-1101.
- Rickson, R.J., 2014. Can control of soil erosion mitigate water pollution by sediments? *Science of The Total Environment*, 468-469(0), p. 1187-1197.
- Rowan, J.S., Black, S., Franks, S.W., 2012. Sediment fingerprinting as an environmental forensics tool explaining cyanobacteria blooms in lakes. *Applied Geography*, 32(2), 832.
- Ruiz-Colmenero, M., Bienes, R., Eldridge, D.J., Marques, M.J., 2013. Vegetation cover reduces erosion and enhances soil organic carbon in a vineyard in the central Spain. *CATENA*, 104(0), pp. 153-160.
- Shear, H., Watson, A., 1977. The fluvial transport of sediment associated nutrients and contaminants. Windsor, Ontario: International Joint Commission.
- Simon, A., Curini, A., Darby, S.E., Langendoen, E.J., 1999. Streambank mechanics and the role of bank and near-bank processes in incised channels. S.E. Darby, A. Simon (Eds.), *Incised River Channels: Processes, Forms, Engineering and Management*, John Wiley & Sons Ltd, London, 123-152.
- Simon, A., Rinaldi, M., 2000. Channel instability in the loess area of the midwestern United States. *Journal of the American Water Resources Association*, 36(1), pp. 133-150.
- Smith, H.G., Blake, W.H., 2014. Sediment fingerprinting in agricultural catchments: A critical re-examination of source discrimination and data corrections. *Geomorphology*, 204(0), 177.
- Sogon, S., Penven, M.J., Bonte, P., Muxart, T., 1999. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Briere Plateau, France. *Hydrobiologia*, 410(0), 251-261.
- Summer, M.E., 1992. The electrical double layer and clay dispersion. *Advance in Soil Sciences. Soil crusting: physical and chemical processes*.
- Thorne, C.R., 1982. Processes and mechanisms of river bank erosion. R.D. Hey, J.C. Bathurst, C.R. Thorne (Eds.), *Gravel-Bed Rivers*, Wiley, Chichester (1982). 227-259.
- Trimble, S.W., 1994. Erosional effects of cattle on streambanks in Tennessee, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, pp. 451-464.
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Machin, J., Walling, D., 1999. Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 28(1-2), pp. 23-41.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130(3-4), 142-161.
- Verstraeten, G., Poesen, J., de Vente, J., Koninckx, X., 2003. Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semiqualitative analysis using reservoir sedimentation rates. *Geomorphology*, 50(4), 327-348.
- Vidon, P., Cuadra, P.E., 2011. Phosphorus dynamics in tile-drain flow during storms in the US Midwest. *Agricultural Water Management*, 98(4), 532.
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65(1-3), pp. 209-237.
- Walling, D.E., 1988. Erosion and sediment yield research - Some recent perspectives. *Journal of Hydrology*, 100, 113-141.
- Walling, D.E., Collins, A.L., 2005. *Sediment Budgets*, IAHS Press, Wallingford. 123-133.
- Walling, D.E., Russell, M.A., Hodgkinson, R.A., Zhang, Y., 2002. Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK. *CATENA*, 47(4), 323-353.
- Waters, T., 1995. *Sediment in Streams Sources, Biological Effects and Control*. American Fisheries Society Monograph 7. Bethesda, Maryland.
- White, P., Labadz, J., Butcher, D., 1996. Sediment yield estimates from reservoir studies: an appraisal of variability in the southern Pennines of the UK. In *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives* (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996). AHS: Wallingford, 236, p 163-174.
- Wilkinson, B., 2005. Humans as geologic agents: A deep-time perspective. *Geology*, 33 (3), p. 161-164.
- Wynn, T.M., Henderson, M.B., Vaughan, D.H., 2008. Changes in streambank erodibility and critical shear stress due to subaerial processes along a headwater stream, southwestern Virginia, USA. *Geomorphology*, 97(3-4), 260.
- Yumoto, M., Ogata, T., Matsuoka, N., Matsumoto, E., 2006. Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko volcanic area, central Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4), pp. 325-339.
- Zaimes, G.N., Schultz, R.C., 2015. Riparian land-use impacts on bank erosion and deposition of an incised stream in north-central Iowa, USA. *CATENA*, 125(0), pp. 61-73.
- Zaimes, G.N., Schultz, R.C., Isenhardt, T.M., 2006. Riparian land uses and precipitation influences on stream bank erosion in central Iowa. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 42(1), 83.
- Zhao, H.Y., Wu, Q.X., Liu, G.B., 2001. Mechanism on soil and

water conservation of forest vegetation on the Loess Plateau. *Scientia Silvae Sinicae*, 37, pp. 140-144.

Zheng, H., Chen, F., Ouyang, Z., Tu, N., Xu, W., Wang, X., Miao, H., Li, X., Tian, Y., 2008. Impacts of reforestation approaches on runoff control in the hilly red soil region of Southern China. *Journal of Hydrology*, 356, pp. 174-184.

A photograph of a stream flowing through a concrete-lined channel. On the left bank, a white vertical scale is partially submerged, with numbers 02 through 09 visible. In the center of the stream, a vertical metal pole is fixed to the bottom. It has a long, bright green corrugated tube extending upwards. At the base of the pole, there are two grey PVC pipes protruding from a metal plate. The water surface is dark and reflects the light from the opening of the channel at the top. The background shows some vegetation and a bright sky through the opening.

Chapitre 1

Le site d'étude et les méthodes

*Station de mesure du flux sédimentaire de la Picarderie,
bassin du Louroux, photo A. Foucher*

Chapitre 1

Le site d'étude et les méthodes

Ce premier chapitre est consacré à la présentation du site d'étude localisé sur la commune du Louroux (*Indre-et-Loire*). Les informations relatives au relief, climat ou encore la lithologie sont détaillées dans cette première partie. L'histoire récente de l'occupation des sols et des aménagements sur les versants est également développée et permet, pour la suite du manuscrit, de mieux appréhender un éventuel lien entre les aménagements sur ce site et une évolution de la production sédimentaire.

La seconde partie de ce chapitre est dédiée à une présentation synthétique des démarches scientifiques et des actions menées dans le cadre de cette thèse.

1.1 | Site d'étude

Le site d'étude du Louroux a été choisi à l'issue d'une enquête réalisée auprès des principaux acteurs locaux présents à l'échelle du bassin Loire Bretagne (*DREAL, Conseils Généraux, ONEMA, Fédérations de pêche, Chambres d'Agriculture,...*). Ces acteurs ont été contactés afin d'identifier un site d'étude ayant potentiellement subi depuis le milieu du siècle passé des modifications majeures d'occupation des sols (remembrements, arrachage de haies, recalibrage de cours d'eau) et qui présente, en réponse à ces changements, des flux de matières terrigènes semblant importants. Pour envisager une reconstitution des flux sédimentaires à long terme, une attention particulière a été portée sur l'identification d'un site, présentant à son exutoire une masse d'eau ancienne, non réaménagée, Compte-tenu de la problématique, le site devrait être localisé en contexte de plaine agricole. Ces zones ont

été décrites dans la revue de Vanmaercke et *al.* (2011) comme très peu documentées en Europe de l'Ouest. Cette enquête a permis d'identifier une dizaine de sites potentiels, d'amont en aval du bassin de la Loire, avec une densité plus importante de sites en Loire moyenne. Parmi ces différents sites, notre choix s'est porté sur le bassin du Louroux qui nous est apparu original par la présence à son exutoire d'une masse d'eau millénaire, mais à la fois représentatif des bassins de plaines fortement anthropisés.

1.1.1 Contexte general

Ce site d'étude du Louroux se situe à environ 25 km au Sud de Tours ($47.15^{\circ}N-0.77^{\circ}E$), dans la partie Sud-Ouest du Bassin parisien, au cœur de la Loire moyenne (*Fig. 1.1a*). Ce bassin agricole s'étend sur une superficie de 2400 ha, répartie sur quatre communes d'Indre-et-Loire (Manthelan, le Louroux, Bossée et Sainte-Catherine de Fierbois). A une échelle plus vaste, cette zone s'intègre dans l'unité morphopaysagère du plateau de Sainte-Maure de Touraine, localisé entre l'Indre et la Manse. Cette unité constitue un vaste plateau agricole dont le bassin du Louroux marque la frange la plus orientale (*Fig. 1.1b*).

Sur ce plateau, l'occupation des sols est actuellement tournée principalement vers une agriculture céréalière intensive même si localement quelques rares exploitations ovines et caprines peuvent être rencontrées. On peut estimer, à partir des données Corine Land Cover (2002) que près de 72% de la surface agricole utile du bassin du Louroux est dédiée aux terres arables, le reste de la surface étant recouverte par des prairies permanentes et des forêts (respectivement 17 et 7%).

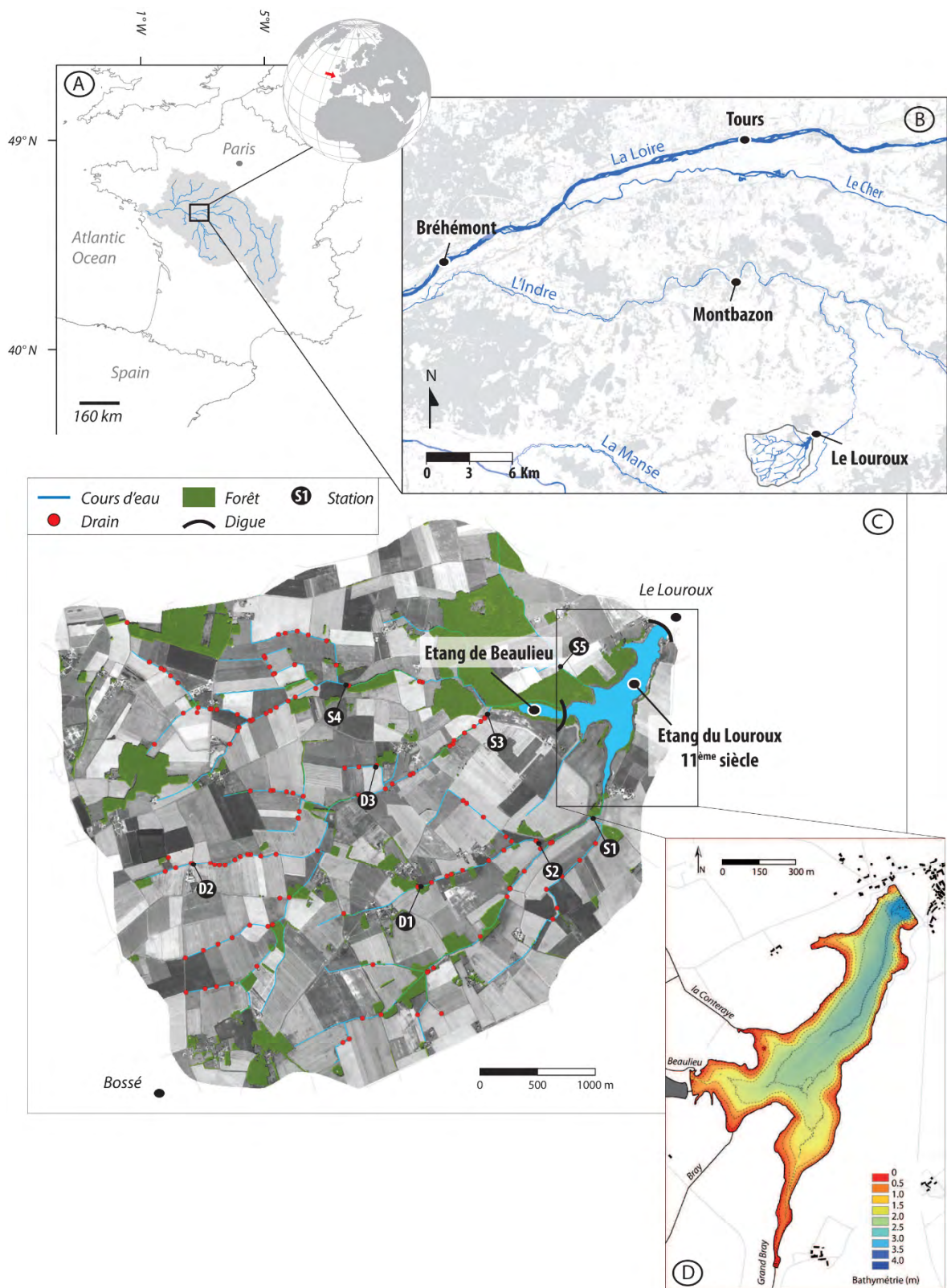


Fig 1.1 (a) Localisation du site d'étude dans le bassin versant de la Loire. (b). Localisation du site d'étude à l'échelle régionale. (c). Présentation du bassin versant du Louroux. (d). Carte bathymétrique de l'étang du Louroux issue de l'acquisition Lidar.

1.1.2 Topographie

Cette région est marquée par un relief peu prononcé avec une altitude moyenne pour le plateau de Sainte-Maure de l'ordre de 117 m.

Le relief peut être qualifié de doux avec une pente moyenne qui est estimée à 0,4%. Le point le plus haut est situé à l'extrémité Nord-Ouest du bassin (129 m), tandis que le point le plus bas est localisé à l'aplomb de la digue, au Nord-Est du site (94m) - (données LidAR, Fig. 1.2). La zone située autour des étangs marque les reliefs les plus prononcés et semble coïncider avec les zones d'expansion du réseau hydrographique avant les aménagements. En s'enfonçant plus

à l'Ouest, en direction du plateau, ces vallées s'atténuent fortement jusqu'à disparaître pour laisser place à un paysage monotone de plaine agricole.

Sur cette topographie globalement plane, l'étude des données de prospection Lidar a permis de révéler la présence de nombreuses microtopographies bien plus complexes (Fig. 1.2). Ces microreliefs sont des témoins indirects du modelage par l'activité agricole. Parmi ces microformes, les bourrelets sont omniprésents. Ces formes ont pu être attribuées aux limites des anciens parcelles agricoles et viennent compléter des observations réalisées plus à l'ouest du département (Chartin, 2011). Les données Lidar ont également

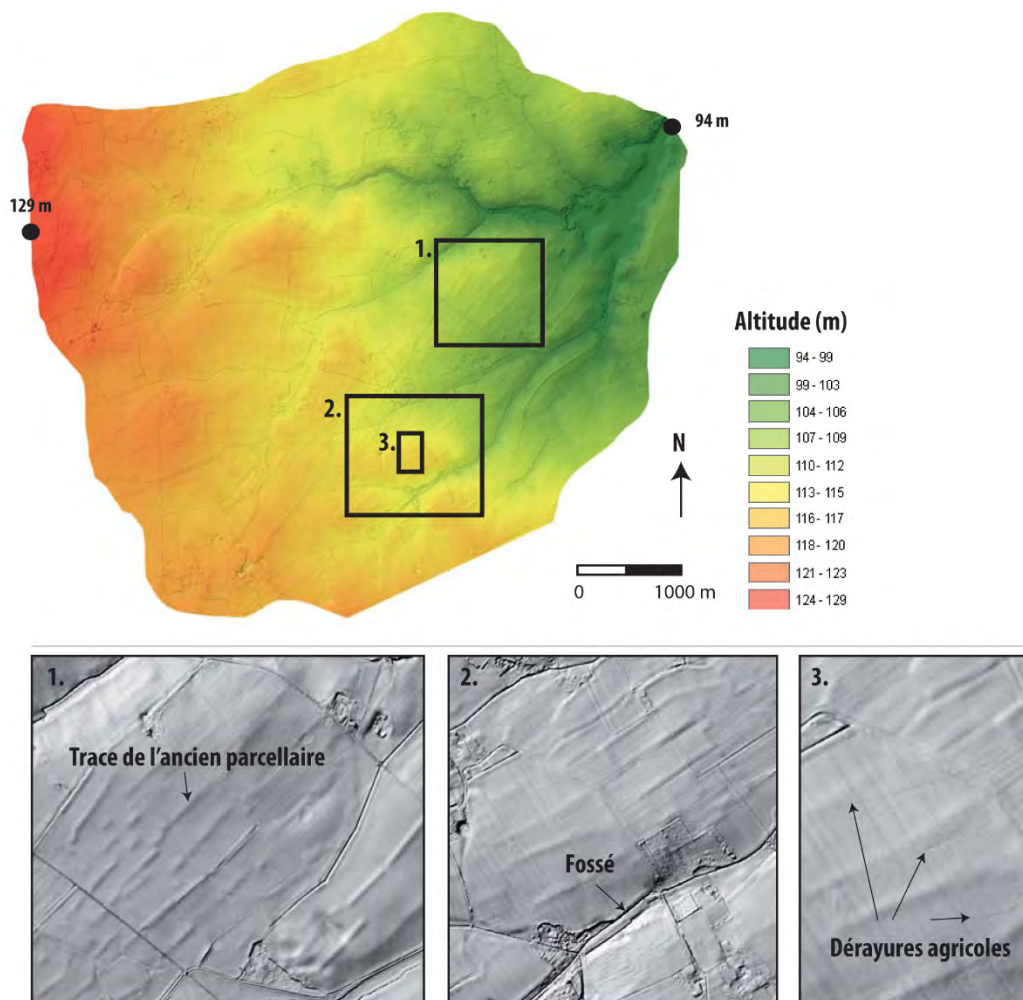


Fig 1.2 Topographie du bassin versant du Louroux issue des données Lidar (résolution - 0,5 m). Mise en évidence des microtopographies d'origine anthropique à partir de l'ombrage du MNT extraite des données Lidar.

permis d'identifier l'étendue du réseau hydrographique actuel et l'incision d'une grande partie du linéaire hydrographique (Fig. 1.2). Ces données topographiques ont également révélé que certains fossés artificiels s'écoulent dans des bassins hydrographiques autres que le bassin hydrographique naturel, rendant complexe une délimitation des lignes d'écoulement sur ces milieux. Ces données ont également permis de mettre en évidence des aménagements actuels, typiques des zones hydromorphes, appelés communément dérayures (Fig. 1.1 & 1.4). Ces dérayures correspondent à des incisions de 20-30 cm de profondeur visibles en imagerie Lidar et largement présentes sur le terrain. Ces microformes permettent d'évacuer l'eau stagnante des sols saturés en eau en contexte de plaine. Ces microreliefs mis en place annuellement sont essentiels pour assurer le transport de l'eau par ruissellement entre les points les plus bas des parcelles et les réseaux de fossés. Ces aménagements concernent la majorité des parcelles présentes sur le bassin du Louroux.

1.1.3 Climat

Il n'existe pas de série de mesures météorologiques de longue durée à proximité de la commune du Louroux mais la proximité avec la ville de Tours permet d'avoir une série climatique couvrant la période 1971-2000 (Fig. 1.3).

Le climat local est relativement doux avec une température moyenne de 11,1°C et des variations saisonnières modérées, affichant des températures minimales moyennes de 1,8°C en janvier et des valeurs maximales de 25,2°C en août.

Ce climat de type tempéré à caractère océanique présente des précipitations annuelles bien réparties durant l'année, avec un cumul de pluies d'environ 685 mm/an. Les précipitations maximales sont enregistrées

durant la période d'octobre à février avec des précipitations moyennes mensuelles oscillant entre 63 et 72 mm pour environ 40 mm de précipitations pour le mois le plus sec, en août (source : Météo France).

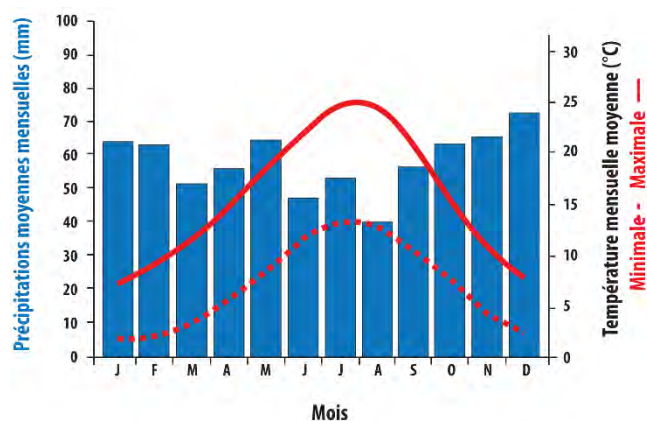


Fig. 1.3 Diagramme ombrothermique de la commune de Tours durant la période 1971-2000 (source: Météo France).

1.1.4 Réseaux hydrographique

Le plateau de Sainte-Maure est caractérisé, comme la plupart des plaines de la région, par un réseau hydrographique très dense constitué principalement de fossés artificiels (Fig. 1.4). Sur le bassin du Louroux, on peut estimer que la quasi-totalité des cours d'eau présents ont été créés ou fortement modifiés durant les 70 dernières années d'après les données issues des archives départementale. 45 km de linéaire de cours d'eau ont pu être identifiés, dont 10 km étant classés en rivière et 35 km en fossé. Les fossés sont localisés principalement dans les parties ouest et centrale du bassin (Fig. 1.1c). Le cadre réglementaire Européen implique pour la partie des cours d'eau classés comme rivière, la présence d'une bande enherbée de part et d'autre du cours d'eau. En revanche, il n'existe aucune réglementation pour les fossés.

A ce réseau superficiel, s'ajoute la présence d'un second réseau hydrographique, cette fois-ci souterrain.



Fig. 1.4 Paysage caractéristique du bassin versant du Louroux. Au premier plan un fossé incisé, érodé, dans lequel se jette un collecteur de drain. Au second plan, une parcelle de blé, traversée par un réseau de dérayure pour évacuer l'eau des sols saturés. Photo prise au printemps 2012 (A.Foucher).

On estime sur le bassin du Louroux que 50% des terres arables sont drainées.

Une campagne de terrain menée en 2012 nous a permis de dénombrer au minimum 220 collecteurs de drains repartis de manière homogène sur le bassin, hormis la partie nord-est de la zone qui semble être peu concernée par ces aménagements (*Fig. 1.1c*). Ce maillage très dense de collecteurs et les récits des exploitants agricoles peuvent laisser supposer que le chiffre des 50% semble être largement sous-estimé.

Ce vaste réseau hydrographique superficiel et souterrain alimente, à l'exutoire du bassin, la plus ancienne mais également la plus vaste masse d'eau de la région : l'étang du Louroux (52 ha), mis en place au 11^{ème} siècle (*Fig. 1.1c*). Cette masse d'eau est associée à l'étang de Beaulieu (3 ha), plus récent (18^{ème} siècle), situé en connexion amont. Ces deux étangs sont séparés par une digue et connectés uniquement en période de hautes eaux par un canal artificiel. Les eaux du Louroux s'épanchent quant à elles la plupart du temps via une digue à débordement, hormis pendant les périodes de vidange où une vanne de fond est employée (*Fig. 1.5*). Ces deux étangs ont été mis en place dans une

des rares dépressions présentes sur le bassin et la topographie de ces masses d'eau se révèle très peu prononcée. Pour l'étang du Louroux, une campagne de Lidar aéroporté menée durant la dernière période de vidange (janvier à novembre 2013) a permis d'estimer une bathymétrie moyenne d'environ 2 m avec une profondeur maximale à l'aplomb de la digue de 4,8 m (*Fig. 1.1d*). Les eaux de ces étangs s'écoulent un peu plus à l'est vers l'Echandon, puis l'Indre qui rejoint quelques dizaines de kilomètres plus loin la Loire (*Fig. 1.1b*).

1.1.5 Géologie & pédologie

Le site du Louroux appartient à la marge la plus occidentale du bassin parisien et est composé de terrains exclusivement sédimentaires d'origine continentale et marine (Macaire, 1983). Six grandes formations géologiques occupent le territoire, sous forme d'unités discontinues. Les affleurements sont très rares en ce contexte de plaine et les formations sont uniquement visibles au niveau des cours d'eau incisés. L'extension latérale de ces unités géologiques est donc difficile à



Fig. 1.5 Vue de l'étang du Louroux depuis la digue durant la vidange du printemps 2013 (A. Foucher).

évaluer et reste localement sujette à discussion.

Les unités présentées par la suite et la carte synthétique qui en découle (*Fig. 1.6*) sont issues des descriptions de Alcaydé (1990), Rasplus (1968) et Rasplus et al (1982) effectuées lors des relevés des cartes géologiques au 1/50000 de Châtillon-sur-Indre, Loches et Bléré.

La formation la plus ancienne présente à l'affleurement correspond au faciès des Argiles à silex (*Sénonien inférieur et moyen*). Cette formation détritique se localise principalement au nord du bassin et participe à l'assise des deux étangs. Cette unité est composée d'argiles blanches ou verdâtres à dominance de smectites ou kaolinites riches en silex. Les dépôts présentent une épaisseur variable de 2 à 3 m.

Au dessus de cette unité, viennent se déposer les formations tertiaires qui sont représentées sur le bassin du Louroux par des formations détritiques s'intercalant entre les formations Sénoniennes et les formations de l'Eocènes supérieur. Ces dépôts (*Eocène continental*) se retrouvent sous la forme de faciès de « poudingue siliceux ». Ce dernier correspond à une matrice argilo-

sableuse incluant des fragments de silex. Cette formation affleure uniquement sous forme d'auréoles localisées au milieu du bassin (*Fig. 1.6*).

Le Calcaire lacustre de Touraine (*Eocène – Oligocène*) affleure au sud et à l'ouest de l'étang du Louroux. Ce faciès forme dans cette zone des placages témoins estimés par les auteurs à environ 20 m d'épaisseur à son maximum. Cette formation dessine un plateau découpé par l'érosion, recouverte en partie par les faluns du bassin de Manthelan – Bossée.

La formation des Faluns de Touraine (*Miocène*) affleure à l'Ouest du bassin. Ces dépôts marins très fossilifères sont décrits dans la région du Louroux comme étant des dépôts de faible épaisseur (3 à 15 m) constitués de sables grossiers, mal triés et à stratifications entrecroisées.

La formation couvrant la plus grande partie du bassin versant du Louroux correspond au faciès des Sables et graviers continentaux (*Mio-Pliocène*). Ce faciès est composé de graviers et de sables grossiers mal triés. Leur épaisseur dépasse rarement trois mètres. Ces sables post-helvétiques sont le résultat d'un épandage détritique de type fluvial qui pourrait se situer à la fin

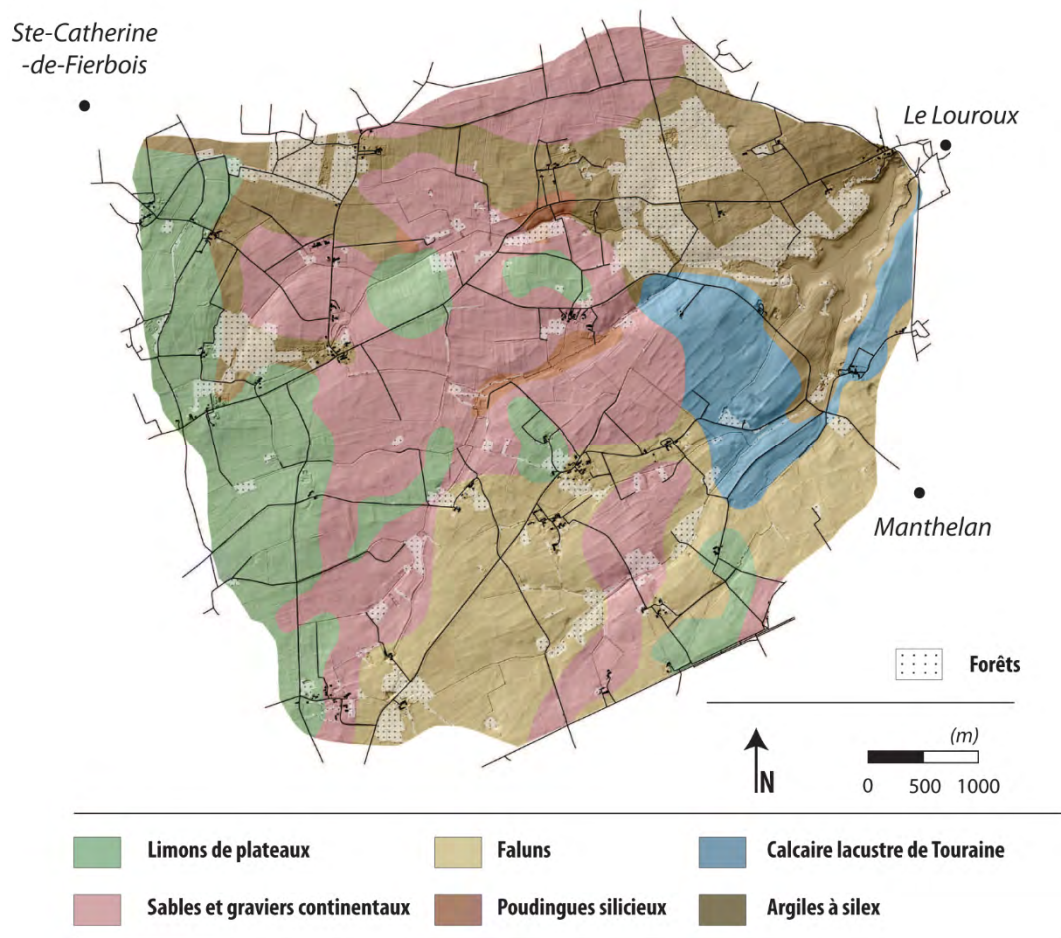


Fig. 1.6 Carte géologique synthétique du bassin versant du Louroux. Adapté d'après Alcaydé (1990), Rasplus (1968) et Rasplus et al (1982).

du Miocène. Une proportion assez importante des matériaux constitutifs est empruntée aux faluns ou à leurs produits d'altération. Néanmoins des apports plus lointains sont mis en évidence, en particulier, par les taux en feldspaths potassiques plus élevés que dans les faluns, et par la présence de quartz usés.

Les limons de plateaux (*formation superficielle*) couvrent les substrats tertiaires et sont présents sur les zones topographiquement élevées du nord-ouest du bassin avec une épaisseur variable dépassant rarement les 0,5 à 1,5 m, ces dépôts étant généralement réduits par une ablation importante (Macaire, 1986).

Cette unité est mal décrite en terme de couverture spatiale et il semble d'après des observations de terrain que cette unité empiète sur l'unité des sables et graviers continentaux, située plus à l'Est.

Le contexte pédologique de ce bassin est intimement lié à la diversité des unités géologiques sous-jacentes et implique donc des formations de sols très hétérogènes sur le bassin du Louroux.

La plupart des sols présents sur le bassin ont été décrits par Froger et al. (1994) comme étant des Néoluviusols développés sur des placages de limons éoliens

mais également sur des substrats très différents comme les faluns ou encore les formations de poulingues. Ces sols sont caractérisés par leur sensibilité à la battance et à l'hydromorphie. Ce sont notamment sur ces zones saturées durant la saison hivernale que les réseaux de drainages agricoles sont les plus développés (Fig. 1.1c). Au Sud de l'étang on retrouve majoritairement des calcosols et calcisols à dominance limono-argileuse principalement développés sur le faciès des calcaires lacustres. Ces formations ont été décrites dans la littérature comme peu sensibles à la battance. Sur la formation des argiles à silex au Nord du bassin et des sables continentaux plus à l'est, se développent des sols brunisols luviques plus ou moins sensibles à la battance.

1.1.6 Evolution de l'occupation des sols

L'évolution de l'occupation des sols sur le bassin du Louroux est très complexe à estimer mais semble, au vu des éléments du paysage et des récits des exploitants agricoles, avoir été rapide et intense. Ces transformations, ont permis en quelques décennies de passer d'une zone humide à une plaine céréalière et ce, sur l'ensemble du plateau de Sainte-Maure-de-Touraine.

Pour mieux comprendre l'intensité de ces aménagements et l'évolution du paysage sur ce bassin, nous avons tenté dans cette partie de reconstituer à travers des récits et des données historiques qui ont pu être retrouvés aux archives départementales les grandes étapes des aménagements du bassin du Louroux (Fig. 1.7 – 1.8). Les principales étapes d'aménagement et l'histoire de l'étang ont été reprises au sein de la Fig. 1.7.

Les informations retrouvées dans les archives semblent indiquer que les premières traces d'aménagement du territoire observées en amont de l'étang soient légèrement antérieures aux périodes post-1945 et

qu'elles aient débutées un peu plus tôt, vers les années 1935. Il est mentionné dans cette moitié des années 40, l'existence d'une première phase de remembrement. Celui-ci semble, au vu des plans retrouvés, localisé uniquement sur les formations limoneuses au nord-ouest du bassin et affecte une partie très restreinte du parcellaire. Les grandes phases de modification du paysage débutent réellement à la fin de la seconde guerre mondiale en 1944.

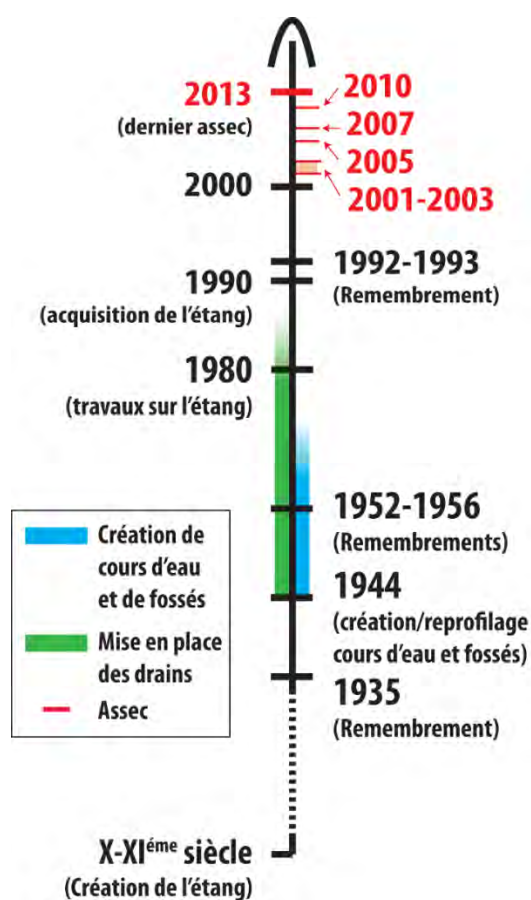


Fig. 1.7 Reconstitution des interventions humaines connues sur l'étang et les versants à partir des données que nous avons collectées aux archives départementales et auprès des acteurs locaux.

Durant cette période, une vaste campagne de reprofilage/création de fossés est lancée sur l'ensemble du

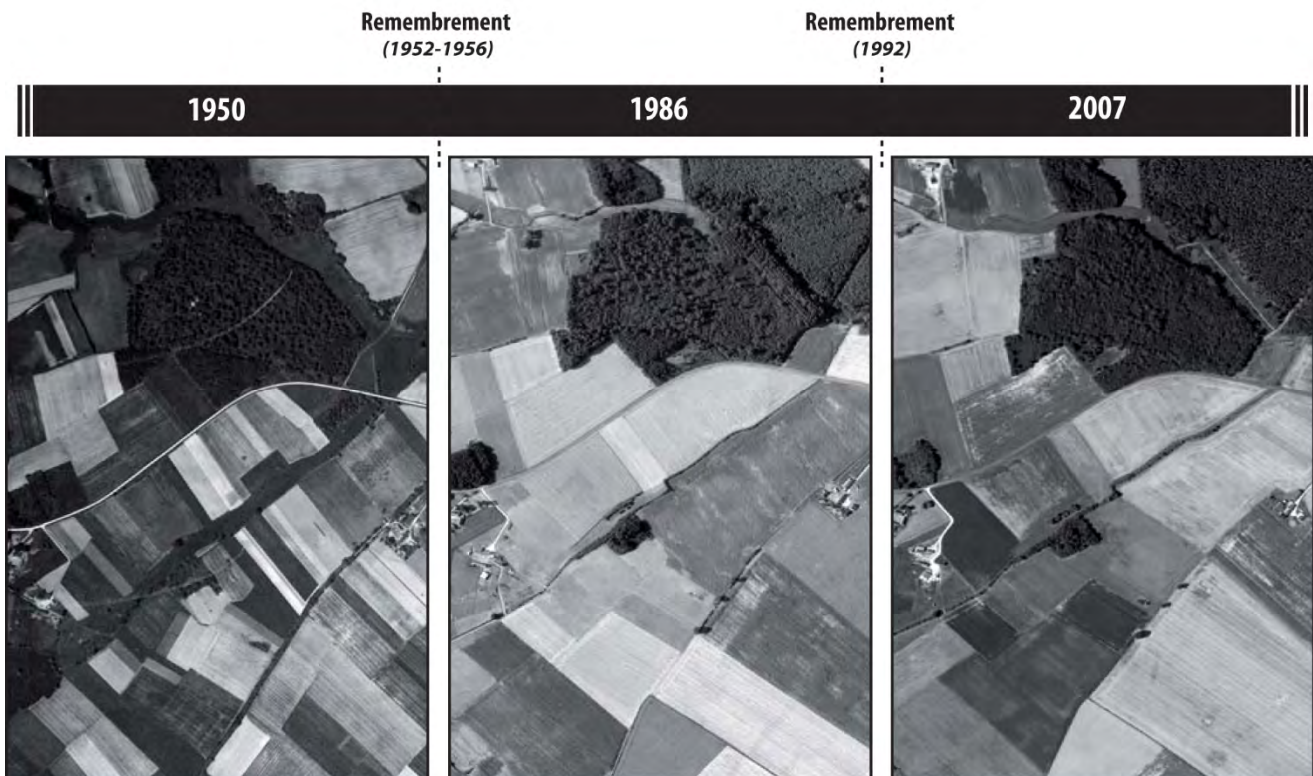


Figure 1.8 : Evolution du parcellaire agricole de 1950 au dernier remembrement de 1992. (Images aérienne IGN – Géoportail.fr)

plateau agricole de Sainte-Maure de Touraine par le Syndicat d'Aménagement des Terres Humides, d'après les documents retrouvés aux archives départementales. Les fossés préexistants sont agrandis et reprofilés, de nouveaux fossés sont créés ou modifiés pour atteindre les zones les plus en amont du plateau et former un vaste réseau hydrographique tel qu'il peut être observé actuellement. La mise en place de ce réseau permet peu à peu d'évacuer l'eau des sols hydromorphes et favorise l'évolution des systèmes culturaux vers des cultures intensives. Au cours de la même période, le Syndicat d'Aménagement des Terres Humides lance sur l'ensemble du bassin de grandes opérations de drainage agricoles. Les données historiques, incomplètes, ne permettent pas d'appréhender le linéaire de cours d'eau créé ou reprofilé durant cette période. Les plans complets retrouvés, dans la partie sud du bassin, présentent un réseau hydrographique similaire à celui en place actuellement. Il s'avère en-

core plus complexe d'estimer la surface drainée à cette époque, les plans de drainage n'ayant pas été retrouvés.

Entre 1952 et 1955, un remembrement important est lancé et touche l'ensemble du bassin du Louroix (Fig. 1.8). En quelques années et l'ensemble du parcellaire du bassin est modifié, les travaux connexes favorisent l'ouverture du paysage on suppose que durant cette période, la mise en place des réseaux de drainage se poursuit. On assiste en un peu moins d'une décennie, au passage d'un bassin où se développait jusque là une agriculture d'élevage sur des sols hydromorphes, vers une agriculture céréalière de plus en plus intensive. Les travaux sur les versants diminuent progressivement, seule la création des réseaux de drainage et l'entretien des fossés semblent se poursuivre.

En 1992-1993 le bassin du Louroix subit le dernier remembrement connu de son histoire récente. Ce dernier affecte une nouvelle fois l'intégralité de la zone d'étude,

mais semble néanmoins largement moins important que celui mené dans les années 1950.

Malgré l'absence de grands travaux sur les versants depuis les 20 dernières années, ce bassin subit encore des aménagements. Ainsi, au cours de ces trois dernières années, nous avons pu constater l'installation de drains sur de nouvelles parcelles en amont du bassin versant. Par ailleurs, les pratiques d'entretien et de réaménagement se poursuivent avec le curage de cours d'eau et l'entretien des réseaux de drainage qui ont tendance à se colmater. De nouvelles campagnes de reprofilage et de curage de cours d'eau sont enfin à l'étude dans la partie sud-est du bassin.

1.1.7 Histoire de l'étang du Louroux

L'évolution de l'histoire de l'étang est beaucoup plus difficile à apprécier et elle n'est connue que très ponctuellement (Fig. 1.9). Les premières traces mentionnant l'existence de l'étang du Louroux se retrouvent entre le X et le XI^{ème} siècle dans des écrits ecclésiastiques. Cet étang est étroitement lié à l'installation de moines bâtisseurs dans le village. Ceux-ci, en plus du prieuré, auraient mis en place un étang en barrant les

eaux des cours d'eau, afin de garantir une alimentation en période de disette. Entre l'an 1000 et le milieu du 20^{ème} siècle, les données sont peu nombreuses, mais il semble que cet étang ait subi ponctuellement des aménagements et des périodes d'assec et de vidange (d'après les informations que nous avons retrouvées aux archives (Fig. 1.9)).

L'histoire récente de l'étang est connue réellement à partir du milieu des années 1970 où des botanistes identifient un basculement de végétation dans le pourtour de l'étang. Ce changement caractérise, selon eux, le début de l'eutrophisation de la masse d'eau. La publication de ces botanistes n'a malheureusement pas pu être retrouvée. En 1980, de fortes précipitations conduisent à la création d'un nouveau déversoir sur l'étang ayant pour conséquence d'abaisser la ligne d'eau de 20 cm. En 1990, l'étang est acquis par le Conseil Général d'Indre-et-Loire et ne subit, jusqu'aux années 2000, ni vidange ni intervention. Entre 2001 et 2003 l'étang est vidé de manière prolongée et une partie des sédiments au pied de la digue sont curés. Des périodes plus courtes d'assec se répètent en 2005, 2006, 2008, 2010. L'étang du Louroux a été vidangé pour la dernière fois entre décembre 2012 et le mois de novembre 2013.



Pêche de l'étang du Louroux



Nouvelle coopérative laitière du Louroux

Fig. 1.9 Pêche de l'étang du Louroux au début du XX^{ème} siècle. Installation de la nouvelle coopérative laitière sur le bassin du Louroux, début du XX^{ème} siècle. (Source: Gallica.fr).

Durant son histoire récente (<100 dernières années), l'étang du Louroux n'a donc semble-t-il pas subi d'intervention majeure ayant pu perturber l'accumulation sédimentaire. La prise en compte de l'histoire de ce milieu en terme d'aménagement sur la masse d'eau et sur les versants, sera dans les étapes suivantes essentielle pour envisager un éventuel lien entre évolution des pratiques agricoles et augmentation de la production sédimentaire.

1.2 | Méthodes

Cette dernière sous-partie est consacrée à la description des principaux prélèvements et analyses conduits dans le cadre de cette thèse pour caractériser les sources et leurs dynamiques temporelles. Nous débutons cette partie par la démarche scientifique adoptée dans ce manuscrit jusqu'aux échantillonnages et analyses.

1.2.1 Démarche scientifique

La démarche scientifique adoptée pour répondre aux problématiques évoquées dans ce manuscrit, s'articule autour de trois principaux volets : (i) la quantification actuelle et passée des stocks sédimentaires, (ii) l'identification et la quantification des sources de matière (iii) et la quantification des processus de l'érosion des berges.

Pour répondre à ces problématiques, différentes méthodes ont été adoptées sur chacun des compartiments étang – cours d'eau – berges et versants afin de retracer le cheminement des sédiments, en partant de la zone d'accumulation pour remonter progressivement jusqu'aux sources qui les ont générées.

Sur l'étang du Louroux, qui a potentiellement enregistré les modifications orchestrées sur les versants dans le temps, une approche limnologique intégrée à

l'échelle de la masse d'eau a été réalisée. Cette approche a pour but de quantifier les taux d'accumulations terrigène dans l'étang pour en déduire ensuite des vitesses d'érosion sur les versants. Cet archivage sédimentaire est également utilisé pour reconstruire la dynamique temporelle du flux sédimentaire et érosif. Cette approche repose dans un premier temps sur la caractérisation de la géométrie des dépôts sédimentaires par l'utilisation de profils sismiques. Cette caractérisation permet d'identifier les sites de carottages propices à la reconstitution de flux de matière dans la masse d'eau. Ces carottes sont par la suite utilisées pour caler les profils sismiques temporellement et estimer l'évolution des propriétés des sédiments au cours du temps. L'utilisation des profils sismiques couplée aux carottages permet de cuber les accumulations de matière et de retracer de manière indirecte les flux terrigènes apportés par l'érosion depuis le bassin. Parallèlement, des échantillons de sédiments de surface sont collectés pour caractériser les propriétés des sédiments récents accumulés dans l'étang. Ces échantillons sont utilisés pour créer une cartographie des dépôts superficiels et localiser ainsi les zones d'apports dans l'étang.

En remontant la cascade sédimentaire, nous cherchons à comparer le flux de sédiment accumulé dans le temps dans l'étang du Louroux à la dynamique actuelle qui peut être mesurée et observée dans les principaux tributaires en amont de l'étang. Ainsi, entre la zone de dépôt et les zones sources, huit stations de mesures utiles à une retranscription à haute résolution du flux sédimentaire sont installées à partir de 2012. Ces stations regroupent des mesures de turbidités, de hauteurs d'eau et de prélèvements automatiques d'échantillons d'eau.

Les flux sédimentaires enregistrés au niveau de ces stations n'étant pas encore assez robustes, ils ne seront pas présentés dans ce manuscrit. Néanmoins le site expérimental ainsi qu'un bilan sur les données ac-

quises sont présentés en *Annexe A (page 157)*.

Cette instrumentation qui fait le lien entre les sources et l'accumulation n'est valorisée ici qu'à travers des prélèvements d'eau ponctuels, effectués en période de crue et d'étiage. Ces échantillons servent ainsi à caractériser les propriétés physico-chimiques des sédiments qui transitent jusqu'à l'étang et seront utilisés dans les phases de traçage sédimentaire (**Chapitre 3**)

Au niveau du bassin versant : sur les berges, les sols et aux exutoires de collecteurs de drains, des échantillons sont collectés pour caractériser les principales sources de matière participant potentiellement au flux de matière dans les cours d'eau et au comblement de l'étang. Ces échantillons sont prélevés sur des unités pédo-géologiques contrastées et sur des occupations des sols également très diverses (forêts, prairies, cultures). Ces échantillons sont ensuite analysés et utilisés pour les phases de traçage sédimentaire couplées aux échantillons collectés dans les cours d'eau, au niveau des stations de mesures.

Sur les versants, une attention particulière est également portée sur la source potentielle que représentent les berges. Après avoir identifié la morphologie des cours d'eau sur les versants des sections ont été sélectionnées. Des analyses DGPS et d'érosion pins sont réalisées pour évaluer le décaissement et la dynamique d'érosion des berges à court terme. A plus long terme, les profils originels dressés lors de la création des cours d'eau sont comparés à la morphologie actuelle évaluée à l'aide de données Lidar, sur l'ensemble du bassin versant. Cette comparaison est ensuite utilisée pour estimer un taux de décaissement et la participation du compartiment berge, dans le comblement de l'étang.

1.2.2 Déroulement des acquisitions des données

Aucun travail scientifique antérieur n'a été recensé sur le bassin du Louroux.

Les échantillons présentés dans le cadre de cette thèse ont donc, pour l'ensemble, été collectés au cours de ces trois dernières années.

Les modes d'acquisition et les traitements analytiques menés sur les échantillons sont largement décrits dans les différents chapitres concernés mais afin d'obtenir une vision globale sur les matériels acquis à l'échelle du site d'étude, il a été choisi de dresser dans cette partie, une synthèse des échantillons collectés dans chacun des compartiments étudiés (*Fig. 1.10*).

Sur la masse d'eau du Louroux, une première campagne de carottage exploratoire a eu lieu fin 2011 pour confirmer la présence d'une accumulation rapide dans ce réservoir. A l'issue de cette campagne menée avec succès, deux autres campagnes de carottages ont suivi en 2012 et 2013. Durant la même année, des prélèvements de surface à l'interface eau-sédiment ont été collectés sur l'ensemble de l'étang et des données sismiques haute résolution ont été acquises en collaboration avec des chercheurs de l'Université d'Orléans et de Perpignan.

Sur les versants, deux campagnes exploratoires ont été réalisées en 2012 et 2013 pour identifier les processus d'érosion sur les versants, localiser les collecteurs de drains et mesurer les dimensions des cours d'eau, en différents points du bassin. Une fois la reconnaissance du site effectuée, des campagnes d'échantillonnages ont été menées sur la période 2012 – 2014. Ces missions ont permis de caractériser les propriétés des sources de matières présentes en amont de l'étang. Une campagne Lidar aéroporté a été conduite au printemps 2013 pour caractériser la géomorphologie du bassin et des dépôts sédimentaires de l'étang du Louroux, vidé durant cette période d'acquisition.

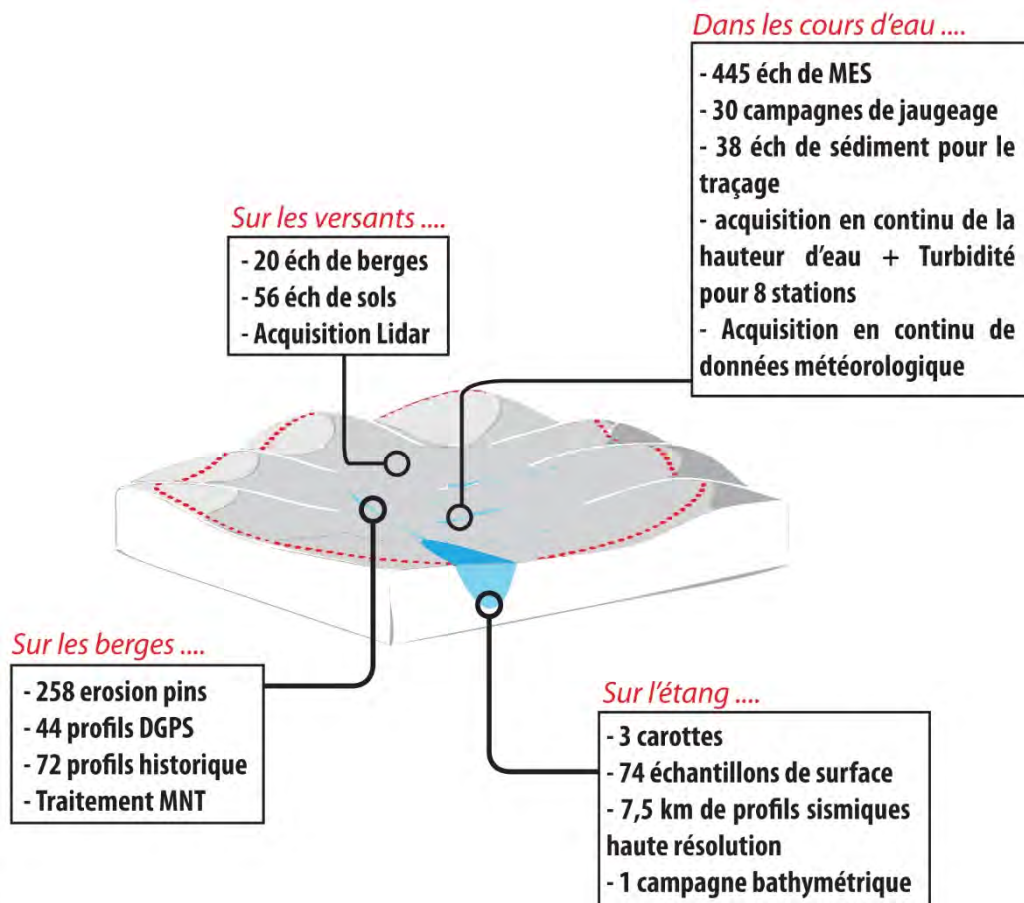


Fig. 1.10 Récapitulatif des données acquises au cours de cette étude au niveau des berges, des versants, de l'étang et des cours d'eau.

Les processus d'érosion de berges ont été suivis sur la période de 2012 à 2013 à l'aide d'érosion pins (pieux métalliques), placés sur les berges d'un petit fossé pour suivre la dynamique d'accrétion/érosion. En complément, deux campagnes DGPS ont été conduites durant la même période pour caractériser la géomorphologie de ce même tronçon hydrographique.

Parallèlement des recherches ont été menées aux archives départementales pour retrouver les plans originaux dressés lors du calibrage des cours d'eau.

Dans les cours d'eau des données de turbidité et des mesures de hauteur d'eau ont été acquises à partir du printemps 2013, sur huit stations de mesures. Le dispositif d'acquisition sera présenté dans la suite en annexe A. En parallèle à ces mesures, des échantillons

de matières en suspension ont été collectés et des jaugeages ont été effectués dans différentes conditions hydrologiques, sur les principaux tributaires de l'étang pour estimer les flux sédimentaires.

Les principales méthodes analytiques déployées pour cette étude, ont été reprises dans le tableau ci-dessous (Table 1.1). La majorité des analyses résumées dans ce tableau ont été effectuées à l'Université de Tours hormis les comptages gamma, réalisées au Laboratoire des Sciences du Climat de Gif-sur-Yvette, les analyses palynofaciès qui ont été conduites à l'Université de Toulouse le Mirail par Anaëlle Simonneau et les analyses de carbone organique total et de teneur en carbonate qui ont été, pour leur part, conduites au Laboratoire d'Analyses des Sols de l'INRA d'Arras.

Année	GPS	Libellé	Origine	Longueur séquence / nombre	Analyses réalisées
	Lat./Long.				
2012	N 47°09'07.46 E 0°46'25.53	Lrx-1201	carotte sédimentaire	41 cm	SPCL (1cm), SM (1cm), CT-Scan, DBD (40), CT (20), GS (1 cm)
	N 47°08'56.61 E 0°46'39.83	Lrx-1202	carotte sédimentaire	75 cm	SPCL (1cm), SM (1cm), CT-Scan, DBD (41), CT (20), GS (1cm)
2013	N 47°09'08.65 E 0°46'40.31	Lrx-1301	carotte sédimentaire	110 cm	SPCL (1cm), SM (1cm), ¹³⁷ Cs (24), CT-Scan, DBD (1 cm), ²¹⁰ Pb (24), ¹⁴ C (3), TOC (8), TC (50), Palynofaciès (8), Rock-Eval (8), GS (1 cm)
			sédiments de surface	n = 74	SPCL, SM, DBD, CT, TC, GS
			échantillons de berges	n = 20	¹³⁷ Cs, GS
			échantillons de sols	n = 56	¹³⁷ Cs, GS
			échantillons de MES	n = 38	Floculation, ¹³⁷ Cs, GS

Table 1.1 : Synthèse des principales analyses effectuées durant cette thèse sur les échantillons collectés. (SPCL : spectrocolumétrie, SM : susceptibilité magnétique, CT : carbonate totaux, GS : mesure granulométrique, DBD : dry bulk density, TOC : carbone organique total).

Références du chapitre 1

- Alcaydé, G., 1990. Carte géologique de Châtillon-sur-Indre à 1/50000. Edition BRGM.
- Chartin, C., 2011. Effet de l'évolution du parcellaire agricole sur la redistribution des sols et la morphologie des versants cultivés - exemple du sud-ouest du Bassin Parisien, Université François Rabelais de Tours, p 322 pp.
- Corine land cover, 2002. EEA-ETC/TE. 2002. CORINE land cover update. I&CLC2000 project. Technical guidelines, <http://terrestrial.eionet.eu.int>.
- Froger, D., Moulin, J., Servant, J., 1994. Les terres de Gâtines, Boischaud-Nord, Pays-Fort, Touraine-Berry. Typologie des sols. Chambres d'agriculture du Cher, de l'Indre, de l'Indre et Loire et du Loire et Cher.
- Macaire, J.-J., 1983. Evolution du réseau hydrographique dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 16, pp. 183-196.
- Macaire, J.-J., 1986. Apport de l'altération superficielle à la stratigraphie - Exemple des formations alluviales et éoliennes plio-quaternaires de Touraine (France). Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 3, pp. 233-245.
- Rasplus, L., 1968. Carte géologique de la France à 1/50 000. [515]. Loches. Editions BRGM.
- Rasplus, L., Macaire, J.J., Alcaydé, G., 1982. Carte géologique de Bléré au 1:5000, Editions BRGM.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. Geomorphology, 130(3-4), 142-161.

Chapitre 2

Quelle est la dynamique de stockage sédimentaire ?

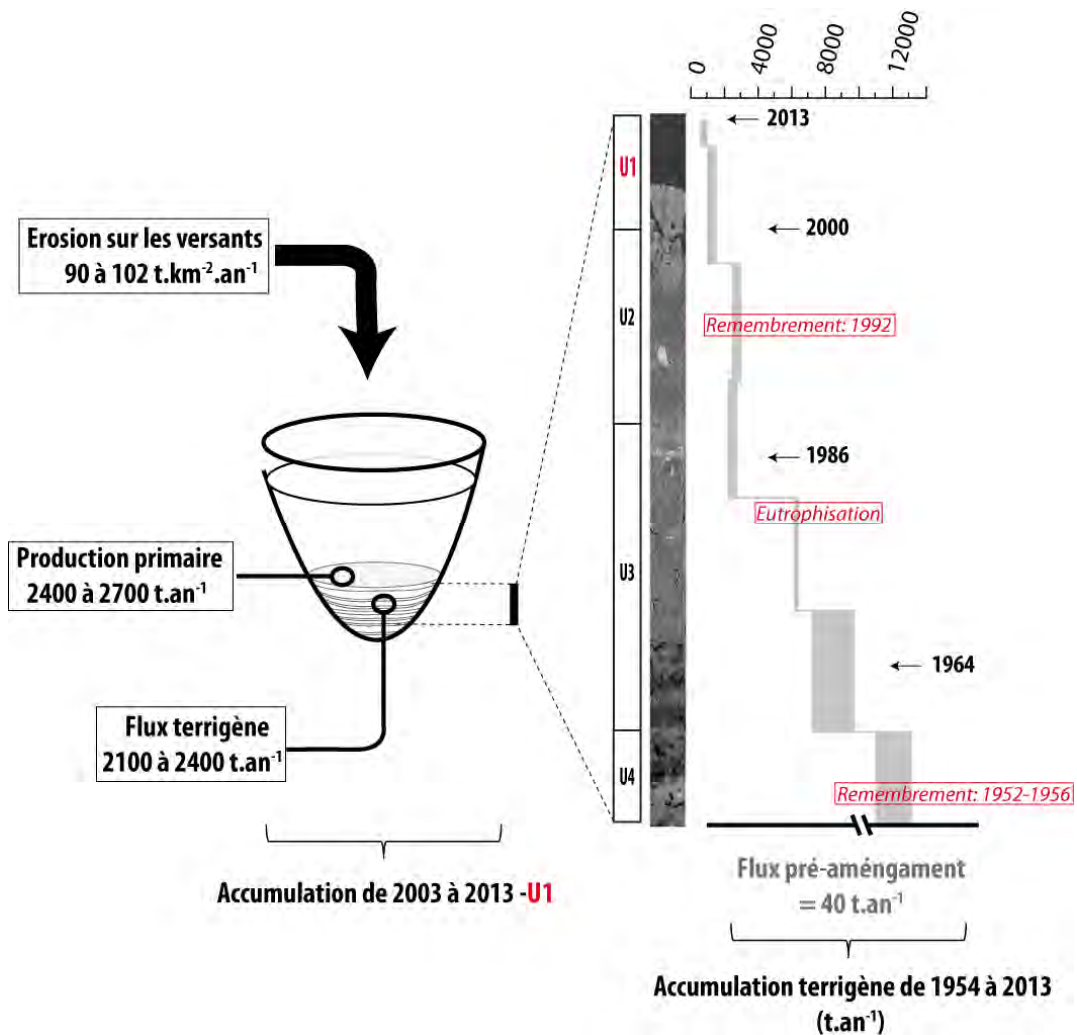


© Photo Studio Pierre. Prélèvement de la carotte Lrx-1301
durant la vidange de l'étang du Louroux - printemps 2013

Chapitre 2

Quelle est la dynamique de stockage sédimentaire ?

Graphical abstract : évolution actuelle et passée des stocks sédimentaires accumulés dans l'étang du Louroux



Objectifs et méthodes analytiques

Les changements d'usage des sols, la modernisation et l'intensification des systèmes cultureux depuis le milieu du XX^{ème} siècle ont largement été décrits dans la littérature pour leurs conséquences néfastes en termes d'érosion des sols et de production sédimentaire. Toutefois, la reconstitution des dynamiques sédimentaires

passées permettant des comparaisons avec la dynamique actuelle, reste très difficile à effectuer en contexte de plaine agricole.

Un des freins à ces reconstitutions à long terme concerne l'absence de série de données sur le suivi de la dynamique sédimentaire des cours d'eau couvrant les 70 dernières années, mais il repose également sur la

difficulté de trouver des réceptacles sédimentaires, anciens, non réaménagés, localisés dans ces contextes de plaines agricoles intensives.

Avec ses potentielles 1000 années d'accumulation de matière, l'étang du Louroux nous est apparu comme un réservoir atypique en contexte de plaine agricole et comme un outil majeur pour tenter cette reconstitution depuis les premières grandes interventions humaines connues sur les versants. L'originalité de cette reconstitution est liée d'une part au réservoir étudié, et d'autre part au contexte dans lequel cette masse d'eau s'intègre. Il n'existe pas, à notre connaissance, d'autre tentative de reconstitution quantitative, dans ce milieu, en France et en Europe.

Ce chapitre se focalise principalement sur l'étude qualitative et quantitative des sédiments accumulés dans l'étang du Louroux dans le but de définir s'il existe un lien entre l'augmentation de la production sédimentaire dans les hydrosystèmes et l'intensification des pratiques agricoles.

Dans ce chapitre, nous tentons de reconstruire l'évolution des flux de matière à long terme (>50 ans) en couvrant les différentes phases d'aménagement sur les versants. Nous comparons les flux actuels et passés qui arrivent jusqu'à l'étang du Louroux. A une échelle de temps plus courte, cette étude vise à quantifier le volume accumulé dans cet étang depuis les 10 dernières années. Cette reconstitution permet d'obtenir une image précise de la dynamique érosive actuelle sur les versants et permettra *in fine* d'évaluer la viabilité d'un tel système en terme d'apport à la masse d'eau et d'érosion sur les versants.

L'ensemble des résultats obtenus dans ce chapitre a fait l'objet d'une publication, publié dans le journal *Anthropocene* s'intitulant "*Increased in soil erosion after agricultural intensification : Evidence from a lowland basin in France*".

D'un point de vue méthodologique une approche limnologique intégrée a été mise en place en couplant

des méthodes géophysiques et des prélèvements sédimentaires pour caractériser et quantifier le volume de sédiments accumulés dans cette masse d'eau. D'un point de vue technique, une campagne sismique réalisée sur l'ensemble de la masse d'eau a permis d'acquérir près de 7,5 km de profils sismiques haute résolution. En complément, des échantillons de surface ont été collectés sur l'ensemble de l'étang, à l'interface eau-sédiment pour cartographier les environnements de dépôts actuels. La compilation des données sismiques et la cartographie des environnements de dépôts a permis d'identifier des zones pour la collecte de trois carottes sédimentaires, dans des parties jugées représentatives de la sédimentation de l'étang.

La carotte située en position la plus centrale a été datée et des analyses de palynofaciès quantitatif ainsi que des mesures de densité ont été effectuées afin de reconstituer l'évolution de la dynamique du flux terrigène dans le temps. Ces trois carottes ont également été utilisées pour calibrer le signal acoustique collecté en sismique. Ce signal calibré a ensuite été utilisé pour estimer le volume de sédiment accumulé dans l'étang au cours des 10 dernières années.

Principaux résultats

La carotte prélevée au centre de l'étang a pu être datée par l'identification de pics de ^{137}Cs , la décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et l'identification de marqueurs stratigraphiques connus. Cette datation bien que soumise à des incertitudes dans les parties inférieures de l'enregistrement nous permet, grâce à la présence de ^{137}Cs à la base de la carotte, d'estimer que l'ensemble des sédiments collectés se sont accumulés après 1954. Il est possible d'évaluer une accumulation en moins de 60 ans de près de 2,35 m de sédiment au site de carottage.

La reconstitution des flux de matière permet d'observer un pic de production sédimentaire entre les années 1954 et 1964 (les données antérieures n'étant pas dis-

ponibles dans la séquence) cette production importante est synchrone de la fin des grands aménagements sur le bassin (remembrements, création de fossés, mise en place des drains).

Ces grands travaux connexes, entrepris en 1944, et qui se poursuivent jusque vers la fin des années 1970 ont favorisé une explosion de la dynamique sédimentaire en passant d'un apport moyen avant les aménagements, entre l'an 1000 et la période pré-1945 de 40 t.an⁻¹ à près de 12000-14000 t.an⁻¹ durant la phase d'export maximale de matière enregistrée dans la séquence (1954-1960). Ces valeurs correspondent à une érosion moyenne sur les versants d'environ 2100 t.km⁻².an⁻¹. Ces chiffres importants comprennent le matériel exporté depuis les sols, les berges et les réseaux de drains.

Le flux sédimentaire décroît ensuite progressivement avec le ralentissement des travaux et la stabilisation progressive du système. La réduction progressive des flux terrigènes entre les années 1970-1980 aux alentours de 6700 t.an⁻¹ coïncide avec une réduction des aménagements mais également avec une eutrophisation croissante de l'étang qui se caractérise par un changement végétatif abrupt dans la masse d'eau. Le ralentissement de la production sédimentaire se compense donc, en partie, par une augmentation de la production primaire dans l'étang.

Malgré ce retour vers une stabilité progressive, la masse d'eau reste très sensible aux aménagements du paysage réalisés en amont. Les derniers aménagements recensés sur le bassin, au début des années 1990 (dernier remembrement), induisent une nouvelle et dernière augmentation anecdotique de la production sédimentaire à hauteur de 2400 à 2700 t.an⁻¹. Le flux terrigène, qui tend à se stabiliser depuis les années 1980, reste néanmoins conséquent et il est près de 60 fois plus important que le flux enregistré avant les aménagements des années 1950.

La compilation des données sismiques et la corrélation avec les carottages ont permis d'estimer qu'en une dizaine d'années, près de 163000 m³ de matière (au-

tochtone et allochtone) se sont accumulés sur cette masse d'eau de 52 ha, correspondant à une épaisseur moyenne de dépôts de l'ordre de 38 cm. Sur ces 4890 t.an⁻¹ accumulées dans l'étang du Louroux, on peut estimer après analyse de palynofaciès qu'entre 2152 et 2445 t.an⁻¹ correspondent à de la matière terrigène en provenance des versants, le reste étant de la production primaire *in situ*.

La pénétration des ondes sismiques, rapidement atténuées par la densité importante du sédiment n'a pas pu permettre une quantification de l'accumulation sédimentaire avant 2003, coïncidant avec le dernier grand assec de cet étang.

La compilation des différentes données ramenée à la superficie qu'occupe aujourd'hui le bassin agricole permet d'estimer un départ depuis les versants de l'ordre de 90 à 102 t.km⁻².an⁻¹. Ces résultats soulignent donc une dynamique d'export en provenance des versants (érosion de sols, de berges, transferts par les réseaux de drainage,...) importante compte tenu des très faibles pentes.

Une telle dynamique pose de nombreuses questions sur la durabilité du système sol et la préservation des hydrosystèmes dans un tel environnement. On peut estimer à travers cette étude que si la dynamique sédimentaire actuelle se poursuit, l'étang du Louroux sera entièrement comblé entre 2065 et 2115.

Principales conclusions

A l'issue de cette étude, il est possible d'affirmer que les aménagements des versants dès les années 1940-1950 ont exercé un rôle prépondérant dans le comblement de l'étang du Louroux. Ces aménagements ont conduit à une déstabilisation totale du système en place. Les remembrements successifs, la mise en place des réseaux de drainage et le recalibrage/la création de nouveaux fossés ont induit une connectivité optimale entre les versants et les hydrosystèmes, favorisant le transfert des sédiments des zones érodées vers l'étang. Les cours d'eau fraîchement créés se

sont peu à peu re-végétalisés et avec la diminution des travaux, le flux de sédiment arrivant jusqu'à l'étang s'est peu à peu réduit.

Cette quantification de la dynamique sédimentaire récente de l'étang du Louroux permet d'observer que malgré une diminution importante des flux sédimentaires, depuis la période des aménagements, cet hydrosystème n'a pas retrouvé un équilibre viable.

Chapitre 2



Increase in soil erosion after agricultural intensification: evidence from a lowland basin in France

Published in: *Journal Anthropocene*,

Received: 16 September 2014 / accepted for publication: 4 February 2015

Copyright © 2015 Elsevier Ltd.

Doi: [10.1016/j.ancene.2015.02.001](https://doi.org/10.1016/j.ancene.2015.02.001)

Anthony Foucher¹, Sébastien Salvador-Blanes¹, Olivier Evrard², Anaëlle Simonneau^{3,4}, Emmanuel Chapron^{4,3}, Thierry Courp⁵, Olivier Cerdan⁶, Irène Lefèvre², Hans Adriaensen⁷, François Lecomte⁷, Marc Desmet¹

1. E.A 6293 GéoHydrosystèmes
Continentaux
Université François Rabelais
Parc de Grandmont
37200 Tours, France

2. Laboratoire des Sciences du Climat
et de l'Environnement
UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ)
Avenue de la Terrasse
91198, Gif-sur-Yvette

3. GEODE, UMR 5602
CNRS/Université de Toulouse 2
Allée A. Machado
31058 Toulouse Cedex, France

4. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans,
UMR 7327 CNRS
Université d'Orléans
1A rue de la Férellerie
45071 Orléans Cedex 2, France

5. Laboratoire CEFREM
UMR5110
Université de Perpignan via Domitia
52 Avenue Paul Alduy
66860 Perpignan Cedex, France

6. Département Risques et Prévention
BRGM
3 avenue Claude Guillemin
45060 Orléans, France

7. Plateforme CIRE
Service d'imagerie UMR PRC
Centre INRA Val de Loire
37380 Nouzilly, France

Abstract

Changes in agricultural practices impact sediment transfer in catchments and rivers. Long term archives of sediment deposits in agricultural plains of northwestern Europe are rarely available, however, for reconstructing and quantifying erosion and sedimentation rates for the second half of the 20th century. In this context, a multi-parameter analysis was conducted on sedimentary deposits accumulated in a pond created in the 11th century and draining a 24 km² cultivated catchment in western France. This catchment is representative of cultivated and drained lowland environments where agriculture has intensified during the last 60 years.

High resolution seismic profiles and surface sediment samples ($n=74$) were used to guide the collection of cores ($n=3$) representative of the sequence of sediment accumulated in the pond. The cores were analysed to quantify and characterize the evolution of sediment dynamics in the pond.

The first land consolidation period (1954-1960) was characterized by a dominance of allochthonous material input to the pond. This input represents an erosion of 1900 to 2300 t.km⁻².yr⁻¹ originating from the catchment. Then, between 1970-1990, the terrigenous input decreased progressively and tended to stabilize. Eutrophication and associated primary production increased in the pond. These processes generated the majority of material accumulated in the pond during this period. Further land consolidation programs conducted in 1992 generated a new increase in soil erosion and sediment input to the reservoir. For the last 10 years, terrigenous input to the pond corresponds to a catchment-wide erosion rate between 90 and 102 t.km⁻².yr⁻¹. While a strong decrease is observed, it still represents a 60-fold increase of the sediment flux compared to the pre-intensification period. These large temporal variations of sedimentation rates over a few decades underline the dynamics of sediment transfer and raise questions about the sustainability of soil resources in lowland temperate environments.

Keywords: *Land use change, Agricultural catchment, Lowland, Sediment yields, Pond sediments*

2.1 | Introduction

Soil erosion has been identified by the European Commission as one of the most important factors of environmental degradation (Jones *et al.*, 2012). Human activities and the intensification of agricultural practices in Western Europe have induced a significant acceleration of soil erosion during the second half of the 20th century. Land management, as consolidation operations, hedge removals, stream re-sizing and the implementation of drainage networks have increased runoff and sediment connectivity between eroding hillslopes and the hydrosystems (Evrard *et al.*, 2007). This higher connectivity between sediment sources and the rivers has facilitated the transfer of fine particles to aquatic environments. A continuous supply of fine particles to ponds and reservoirs contributes to their filling and modification of ecological niches (Kiffney and Bull, 2000; Waters, 1995). Fine particles were also shown to be very efficient in transporting organic, radioactive and metallic pollutants to and within hydrosystems (Ayrault *et al.*, 2014; Chartin *et al.*, 2013; Desmet *et al.*, 2012).

For Europe, Cerdan *et al.* (2010) compiled existing data at the plot scale and estimated the mean sheet and rill erosion rates on arable land to be 360 t.km⁻².yr⁻¹. However, there is a lack of knowledge regarding the fate and export of sediment towards lowland drained areas (Vanmaercke *et al.*, 2011). Very little research

exists on transfers of sediment for water bodies in small catchments (<100 km²) exposed to Atlantic climate conditions in Western Europe. In these basins, the connectivity between hillslopes and rivers is often high and they are therefore considered as privileged areas for the export of eroded material. However, very few data are available to quantify the specific sediment production of lowland drained areas. In the absence of long term measurement of water quality and suspended sediment dynamics in drained environments, sediment deposits provide a promising tool to reconstruct the effect of land use change on sediment yields and soil erosion over the last decades. Lake and reservoir deposits have been widely used in contrasted topographic/climatic settings to investigate the link between human activity, soil erosion and sediment production, generally over long timescales (ranging between 10² to 10³ yrs), (e.g Macaire *et al.*, 1997; Macaire *et al.*, 2010; Massa *et al.*, 2012). In agricultural regions, most investigations were realised on downstream floodplain deposits, and few studies focused on sediment accumulation in upstream reservoirs/ponds. For instance, Foster *et al.* (2003) and Foster and Walling (1994) analysed reservoir deposits to establish the link between land use change and sediment production in a small catchment characterized by a rolling topography. Dearing and Jones (2003) demonstrated an acceleration of

sediment delivery during the 1950-1960 period in this small grazing catchment and attributed this increase to land use change. To our knowledge, the temporal evolution of sediment dynamics has not been reconstructed for lowland cultivated catchments. Existing studies are generally restricted to short time periods. Verstraeten and Poesen (2002) proposed for instance a methodology to quantify the export of material from small agricultural catchments in Belgium, by using the sediment records of 21 flood retention ponds, but their records are limited to a few years.

The lack of information on the evolution of sediment/erosion dynamics for lowland drained catchments is therefore mainly explained by the difficulty to find an old sedimentary reservoir characterized by a high sedimentation rate as to reconstruct the link between land use change, soil erosion and sediment production. In this context, the characteristics of sediment deposits accumulated in a pond draining a 24 km² cultivated catchment of central France have been investigated. The study area has been selected as it is representative of the agricultural drained plains of Western Europe. An original multi-parameter approach was conducted in order to reconstruct the evolution of sediment dynamics as a result of land use changes during the second half of the 20th century.

2.2 | Materials and methods

The Louroux pond drains a small agricultural lowland catchment (24 km²) located in the south-western edge of the Parisian basin (France), in the Loire Valley (*Fig. 2.1a*). It is characterized by a level topography (mean slope of 0.44%) with an altitude ranging between 94 and 129 m. (*Fig. 2.1c*). Various lithologies are found in the catchment, with the presence of six different substrate types: Senonian flint clays (23%), Ludian lacustrine limestone (6%), Eocene siliceous conglomerate (1.4%), Helvetian shelly sands (18%), post-Helvetian continental sands and gravels (32%) and Quaternary

loess (18%). Soils are mostly hydromorphic and prone to crusting. They are classified as Epistagnic Luvisols Cambisols (Froger *et al.*, 1994; Rasplus *et al.*, 1982). The area is dominated by an Atlantic climate with a mean annual rainfall of 684 mm (between 1971-2000).

For more than 50 years, the Louroux catchment - as the large majority of agricultural plains in Western Europe - has been affected by intense modifications of land use and agricultural practices (Antrop, 2005). Before World War II, the Louroux catchment was a large wetland with hedgerows, and it was mainly dedicated to crop-livestock farming (no quantitative historical data are available to reconstruct the landscape during this period). Cereal production was only possible in a small part of the catchment because of unfit soil moisture conditions. After the war, agriculture modernization sought to evacuate the water in excess from the soils to allow for intensive cereal farming. The hedges have been progressively removed, and land has been reallocated on three occasions (marginally in 1935 and then in 1955 and 1992). Woodlands and grasslands are now marginal in the catchment (covering respectively 17 and 7% of the total catchment surface) (I&CLC2000, 2002). Streams have been created or re-sized (Foucher *et al.*, submitted) to facilitate the evacuation of water from the hillslopes. Between 50 to 90% of the catchment surface has been drained. As much as 220 tile drain outlets have been identified across the entire catchment. The Louroux pond (52 ha) was created in the 10th or 11th century (*Fig. 2.1b*). Water and sediment are supplied to the pond by five main tributaries that drain all the catchment hillslopes. Overflow of the pond only occurs during the high water levels in winter. This situation leads to the massive deposition of fine particles in the pond during most of the year. A second pond (i.e., Beaulieu pond (3 ha)) was dug out in the 18th century to the west of the Louroux pond. Both reservoirs are directly connected. Nowadays, the Beaulieu pond is almost entirely filled with sediment (*Fig. 2.1b*). The Louroux pond has been drained on two occasions during the last 15 years (i.e., between 2001-2003 and in

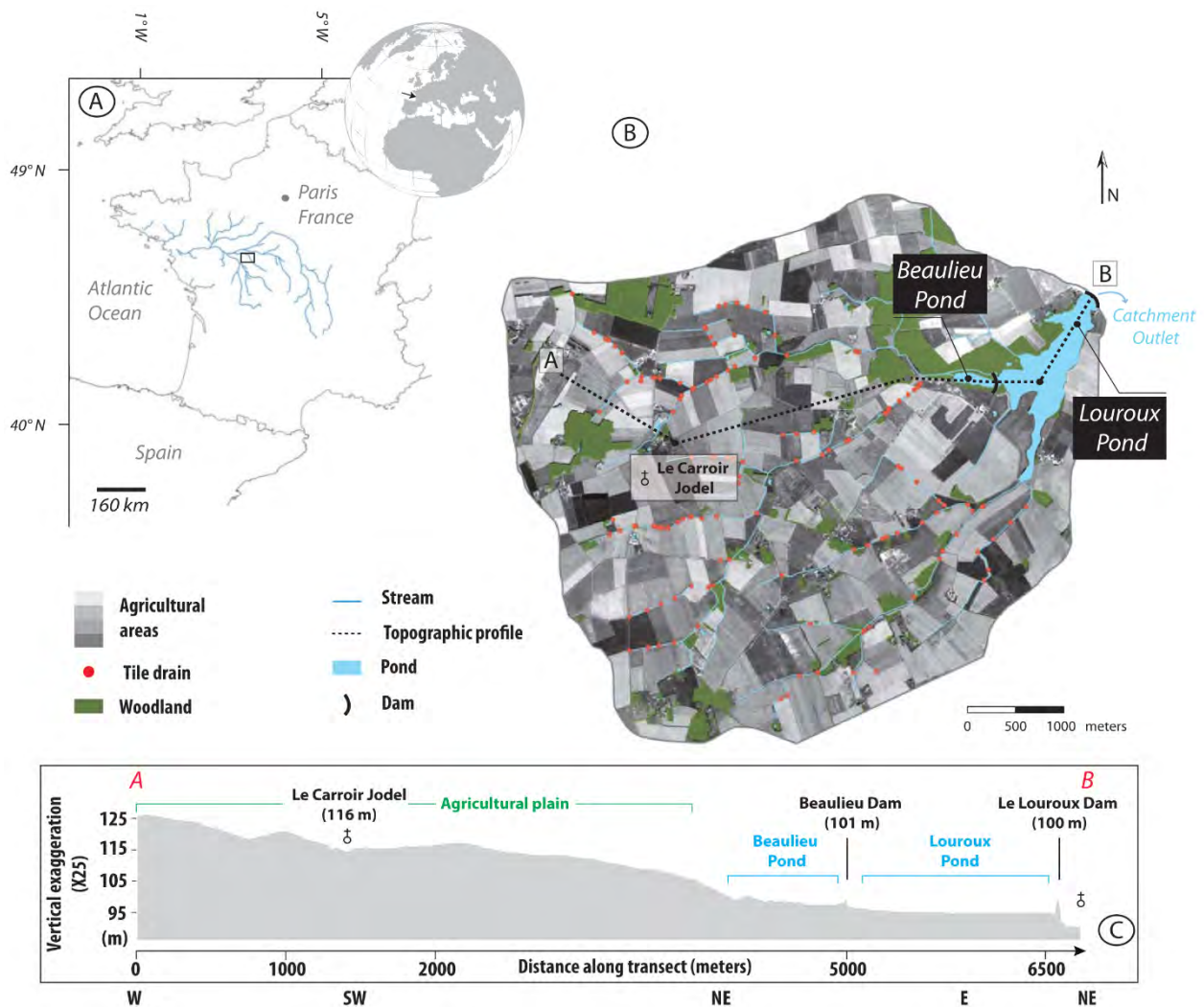


Fig. 2.1 (a) Location of the Louroux pond catchment in France and Europe, (b) Detailed map of the Louroux pond catchment (IGN - BD TOPO & Orthophoto), (c) Longitudinal topographic profile of the catchment with vertical exaggeration (x25).

2012-2013 for one year). An aerial LiDAR survey conducted in early spring in 2013 (i.e. during the last drainage period of the pond), underlines the very shallow character of the Louroux pond, with an average depth of 2 m, for a maximum depth of 4.8 m right in front of the dam (Fig. 2.2a).

2.2.1 Seismic survey

A high resolution seismic survey was conducted during summer in 2012 across the Louroux pond. In total, 7.5 km-long high resolution seismic profiles were collected

(Fig. 2.2c) from an inflatable boat (Limnoraft). These analyses provided a global picture of the sediment deposits required in order to quantify the volume of sediment accumulated in the pond (Chapron et al., 2007; Twichell et al., 2005). Seismic profiles were collected with a parametric echo-sounder INNOMAR SES-2000 Compact®. The INNOMAR sonar is adapted to shallow water environments. The maximum theoretical resolution is 6 cm with a wavelength that can vary between 5 and 15 kHz. The wave speed in the water was defined at 1500 m/s. Positions were recorded with a GPS device coupled with the seismic acquisition system.

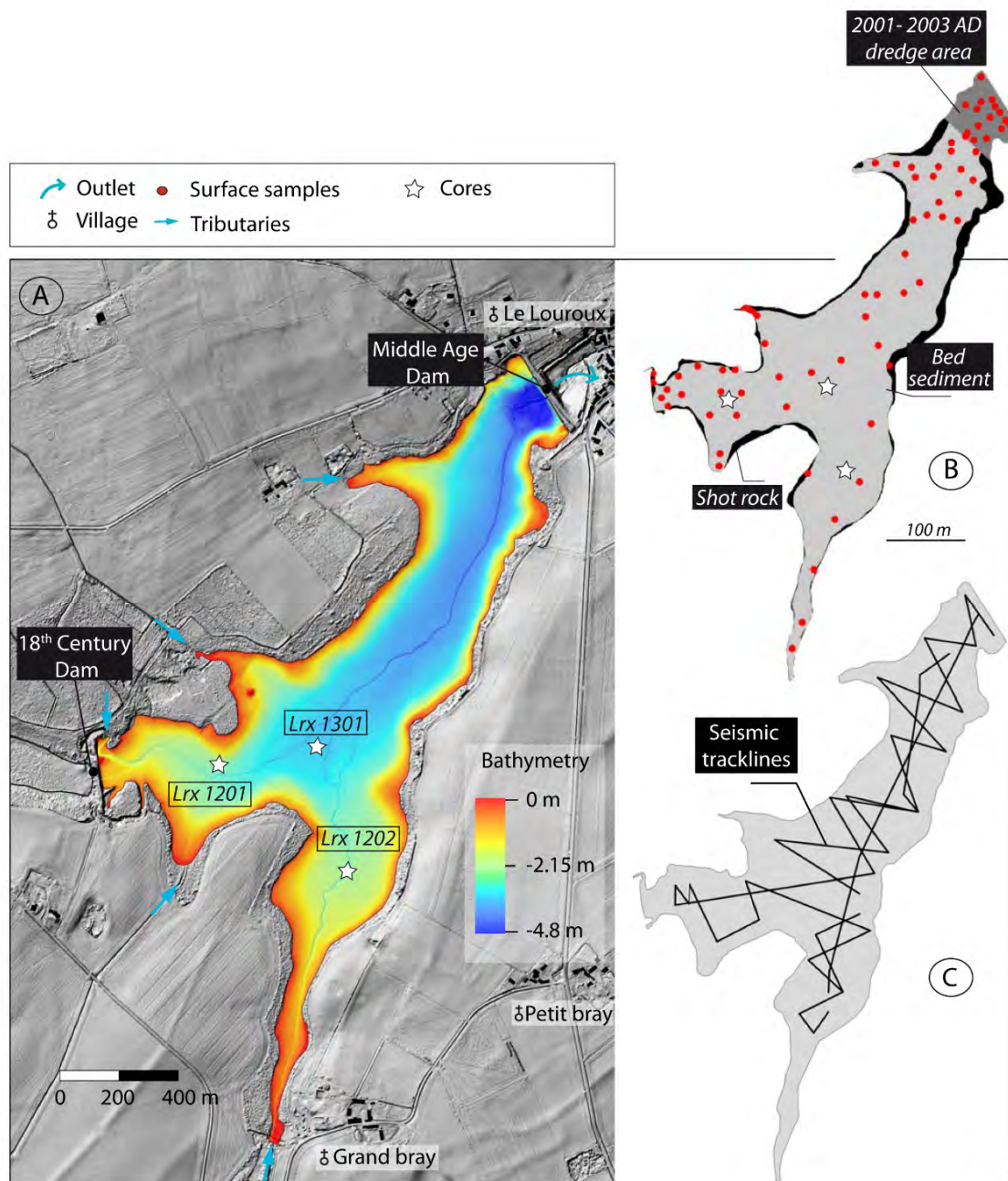


Fig. 2.2 (a) Bathymetric map of the Louroux pond derived from an aerial LiDAR survey conducted during the last drainage period (2012-2013) and location of the three sediment core, (b) Delineation of sedimentation areas across the pond and location of the 74 surface sediment samples collected and the dredged area, (c) Location of the 7.5 km-long high resolution seismic profiles.

2.2.2 Sediment sampling

Acoustic facies were correlated with observations made on the sediment cores.

Surface sediment

Surface sediment samples were collected during summer in 2012. Based on the analyses made on these samples, spatial variation of sediment characteristics

was extrapolated to the entire pond. The samples were collected using a floating platform (quadriraft) and a short gravitational corer UWITEC of 90 mm Ø. In total, 74 surface samples (top 0–5cm corresponding to the most recent deposits) were collected following a random location sampling technique (Fig. 2.2b).

Sediment cores

Three sediment cores, with respective lengths of 42 – 71 and 112 cm, were collected during two surveys conducted in 2012 using a floating platform and a corer UWITEC of 63 mm (cores Lrx12-01 and Lrx12-02) and in 2013 with an UWITEC corer of 90 mm Ø (core Lrx13-01). The cores were collected in different parts of the pond to document the potential variations of sediment dynamics across the reservoir (Fig. 2.2a).

2.2.3 Sediment analyses

The cores have been cut in length with a bank equipped with a circular Dremel® saw. The cores and the surface samples were submitted to the same set of analyses in order to correlate the cores together and to determine the physical and chemical properties of sediment deposits in the pond.

Scanner imagery

Computer Tomography (CT) images of the three cores were obtained by using the facilities (Siemens Somatom 128 Definition AS® scanner) of the CIRE platform (Surgery and Imaging for Research and Teaching; INRA Val de Loire). Images of the relative density of sediment were generated, with the lighter shades corresponding to denser sediment and the darker shades to softer sediment (Sufian and Russell, 2013). The dry bulk density ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) was also measured at a centimetric step on each of the three cores.

Spectrocolorimetry

The spectrocolorimetric properties of the core and surface sediment samples were recorded with a Minolta 2600D® spectrocolorimeter. These values provided an

overview of the sediment content by measuring wavelengths ranging between 400 and 700 nm (Debret et al., 2011; Rein and Sirocko, 2002)).

Grain size

Destructive analyses were performed with a laser Malvern Mastersizer® grain sizer, to define the particle size distribution (between 0.01 – 3500 μm). Grain size analyses were conducted on the surface sediment samples and in the three cores, with a centimetric resolution.

Palynofacies

Analyses of quantitative organic petrography were carried out on eight samples selected along the Lrx-1301. Core, according to the lithological units identified. These analyses consist of an optical identification of the non-pollen organic components present in a constant volume of sediment (1 cm^3), after removal of the silicate and carbonated phases by hydrochloric and hydrofluoric treatments, respectively. The non-pollen palynomorphs are characterized by their optical properties (colour and reflectance), their forms (amorphous or figurative) and their origins (algal, phytoclastic or fossil, (Tyson, 1995)). This approach is frequently used to discriminate the proportions of autochthonous and allochthonous organic material in lacustrine sediments (Jacob et al., 2004; Patience et al., 1996), and to characterize the trophic level of the lake through the identification of algae populations (Simonneau et al., 2013a), or to document the type of vegetation cover found in the drainage basin (Simonneau et al., 2013b). This method has been recently adapted to quantify the proportions of each family of organic material (for more details, see Graz et al., (2010) and Simonneau et al., (2014; 2013a)) demonstrated that it was possible to quantify the respective contributions of allochthonous sediment fluxes originating from catchment erosion and autochthonous fluxes produced in the lake itself based on these analyses.

Organic matter

Total organic carbon (TOC) and total carbonate (TC)

contents were measured in surface sediment samples at the Laboratoire d'Analyses des Sols (INRA, Arras, France). TOC was measured by loss on ignition at 550°C.

Fallout radionuclides

The Lrx13-01 core was cut into 3 cm increments for the uppermost 68 cm, and then into 6 cm intervals to a depth of 110 cm. Fallout radionuclide activities (caesium-137 (^{137}Cs) and lead-210 (^{210}Pb)) were measured in all samples by gamma spectrometry at 661.6 keV and 46.5 keV using the very low-background HPGe detectors available at LSCE (Gif-sur-Yvette, France). $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities were calculated by subtracting the supported activity from the total ^{210}Pb activity (measured at 46.5 keV) using two ^{226}Ra daughters, i.e. ^{214}Pb (average count at 295.2 and 351.9 keV) and ^{214}Bi (609.3 keV). Fallout radionuclides are commonly used to date sediment that deposited during the last century in lacustrine environments (Benoit and Rozan, 2001). Peaks in ^{137}Cs activities may be attributed to two events: the maximal emissions associated with atmospheric bomb testing (1963) and the Chernobyl accident (1986). In France, fallout of cesium due to Fukushima accident may be considered negligible ($\sim 2 \text{ Bq/m}^2$) (Ev-rard et al., 2012). The $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ decay allows dating sediment deposits over a time scale of 100-150 years.

2.2.4 Core dating and estimation of catchment erosion rates

Dating of the sequence of sediment deposits is based on fallout radionuclide measurements. To specify the age of the lower part of the Lrx13-01 core, ^{14}C measurements were conducted on 3 samples (root debris collected at 50 and 82 cm, and in a layer containing leaves at 108 cm depth) at the Beta Analytic Laboratory, Miami (USA) with an accelerator mass spectrometer (AMS). Radiocarbon data were calibrated on calendar date with the 'clam' R program (Blaauw, 2010;

Reimer et al., 2013). The age depth model was constructed by combining all chronological information available along the core. These punctual data were compared to the continuous sedimentation curve obtained with the CIC model (Libby, 1967) based on Lead 210 excess activities. To reduce the compaction effect on the estimation of sediment flux, the sedimentation rate was evaluated by converting the core depths (in cm) into mass depths using the procedure described in Van Metre et al., (2004).

Erosion rates in the upstream catchment were calculated by dividing the mass of sediment accumulated in the pond (t.yr^{-1}) by the catchment surface (km^2). Evolution of sediment volume accumulated throughout time was evaluated by coupling seismic data and core dating. Total mass of sediment contained in each unit identified by the seismic survey was calculated using the average dry bulk density measured in the cores. The proportion of autochthonous material in sediment was removed to restrict the estimation to the material eroded from the catchment soils.

2.3 | Results and discussion

2.3.1 Seismic facies in the reservoir

The compilation of seismic data clearly indicated the occurrence of a relatively homogenous sedimentation in the pond with a draping of a succession of sedimentary units across the entire pond surface (Fig. 2.3). Seismic profiles P1 – P2 and P3 (Fig. 2.3) were selected to illustrate the geometry of sedimentation in the pond. Total thickness of the sediment accumulation could not be evaluated with the seismic data as the seismic waves were rapidly absorbed due to the high sediment density. Below 50 to 95 cm depth, the seismic signal penetration was progressively attenuated. However, two high amplitude reflection zones were clearly identified in the upper part of the deposits.

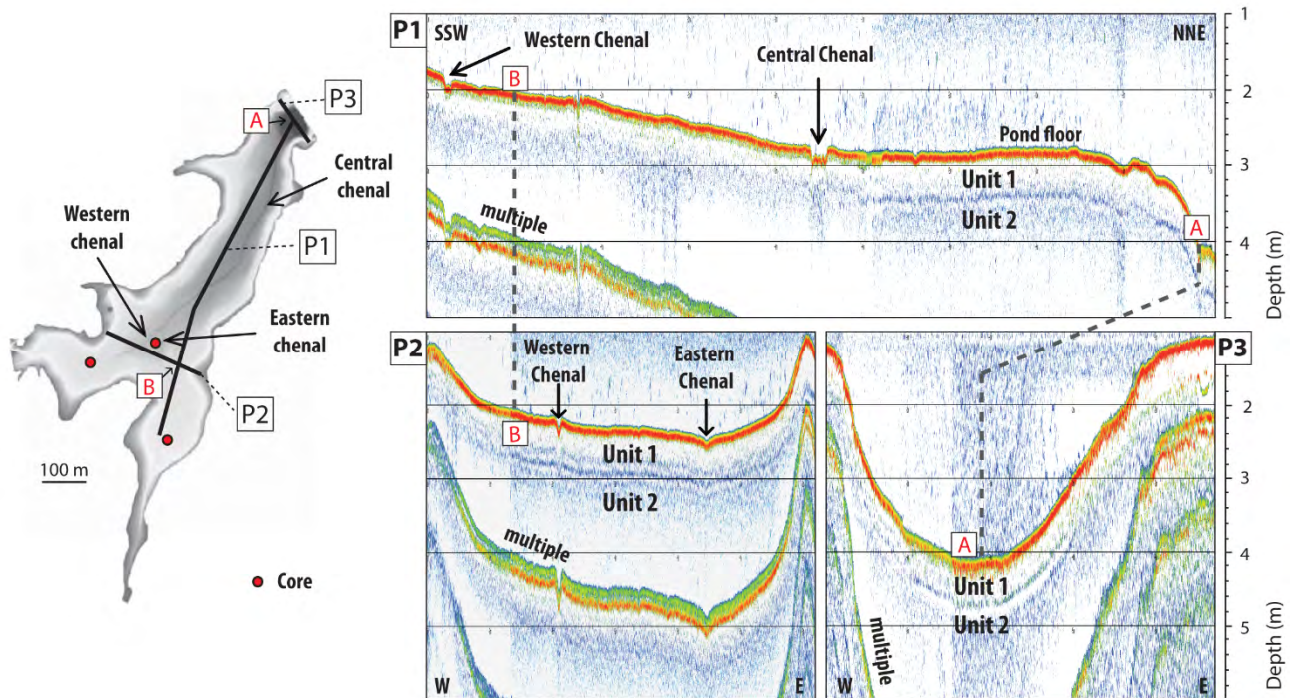


Fig. 2.3 Longitudinal (P1) and lateral (P2 and P3) seismic profiles evidencing the occurrence of homogenous sedimentation processes in the pond.

The first zone covers a mean depth of 38 ± 7 cm across the pond. The distribution of this reflector was very homogeneous although some local thickness fluctuations were recorded by the presence of lateral bezels around the pond. The second zone characterized by a mean thickness of 17 ± 7 cm was found at 60 cm depth. The presence of a first sediment unit (hereafter referred to as seismic unit 1) characterized by a transparent acoustic facies and a draping geometry was mapped between both reflection zones.

2.3.2 Distribution of surface sediment

A map of the main depositional facies of the Louroux pond was drawn using a *fuzzy k-means* classification (Fig. 2.4). This classification was performed based on total organic carbon (TOC) and total carbonate (TC) data and the grain size composition of sediment. This classification aimed to regroup similar samples in a predefined number of classes (i.e., 4 groups).

Class 1 (C1) is only found in the inlet of Grand Bray tributaries, in the southeastern part of the pond (Fig. 2.4). Sediment of this unit was characterized by high TOC values (mean of 234 g.kg^{-1}) and the highest TC values measured in the pond surface sediments (mean of 208 g.kg^{-1}). Regarding particle size, C-type sediment was dominated by a silty matrix (57%) although it contained a significant sand proportion (39%).

Class 2 (C2) is preferentially located in the northern part of the pond (Fig. 2.4). C2 sediment was characterized by the lowest TOC and TC contents (means of 120 g.kg^{-1} and 1.04 g.kg^{-1} , respectively). Particle size was dominated by sands with coarse sands representing more than 30% of the mineral fraction.

Class 3 (C3) is characteristic of sediment originating from the main left-bank tributaries. C3 material was associated with similar TOC contents as C1 sediment (mean of 220 g.kg^{-1}), with lower TC contents (mean of 25 g.kg^{-1}). This class was dominated by a mix of silts (50%) and sands (46%).

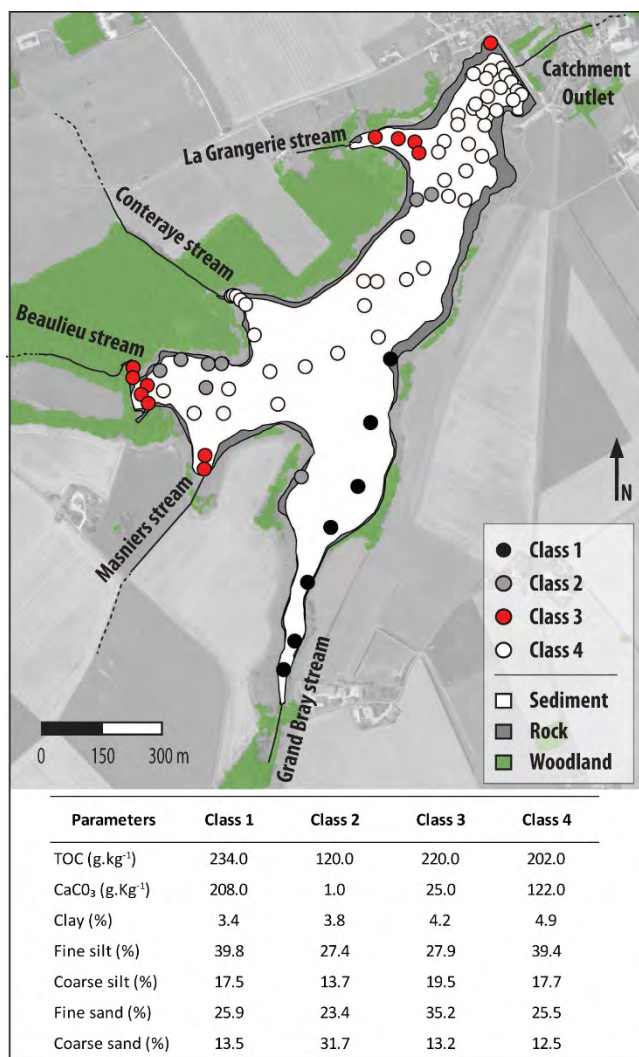


Fig. 2.4 Mapping of recent sediment deposition areas in the Louroux pond and results of the fuzzy k-means classification.

Finally, C4 material is found in the central depression of the pond. Compared to the others classes, C4 sediment was characterized by intermediate TOC and TC contents (means of 200g.kg⁻¹ and 122g.kg⁻¹, respectively) and was dominated by the fine-silted fraction (58%).

C1 and C3 material was found close to the inlet of the main pond tributaries (Fig. 2.4), and displayed similar characteristics although they differed by their carbonate content. This likely reflects the different lithologies of the drained subcatchments, with a dominance of lacustrine limestones and shell sands in the C1 area

(Rasplus et al., 1982) and the outcrop of a flint clay formation in the C3 zone (Froger et al., 1994). C4 material found in the central depression of the pond was supplied by a mix of sources drained by all tributaries.

2.3.3 Core facies

Among the three cores collected, core Lrx13-01 likely provides the longest temporal records (Fig. 2.5). The core was collected in a zone characteristic of the central pond depression unaffected by the dredging area, where C4 sediment accumulates (Fig. 2.4). The core structure was therefore correlated with the acoustic facies characterized by seismic data.

Spectrocolorimetric parameters, particle size and material density were used to identify four different sedimentary units (U1 to U4, Fig. 2.5) along the entire sediment sequence. On the top of the core, the first unit (U1, 0 to 10 cm, Fig. 2.5) was characterized by a very low density compared to the global trend of dry bulk density and the scanner image obtained for the entire core. Quantitative organic petrography analyses showed that U1 sediment is essentially made of autochthonous material. The algal fraction dominated by *Pediastrum Sp* fluctuates between 50 and 56%. This first unit corresponds to seismic unit 1 described previously (i.e. 4.1). The thickness of this first unit did not exceed 10 cm in core Lrx13-01, whereas seismic data showed a unit with thicknesses ranging from 2 to 79 cm across the core.

This result illustrates the strong compaction that occurred during coring (Fig. 2.6).

As shown by the seismic survey, unit U1 is found across the entire surface of the pond. It corresponds to fine-grained sediment rich in water and characterized by a very low density. This sediment accumulated in the pond during the last 10 years (average density of 0.29 g.cm⁻³). The draping geometry of unit U1 is characterized by homogenous depths. On acoustic profiles, this upper unit has an average thickness of 38±7 cm.

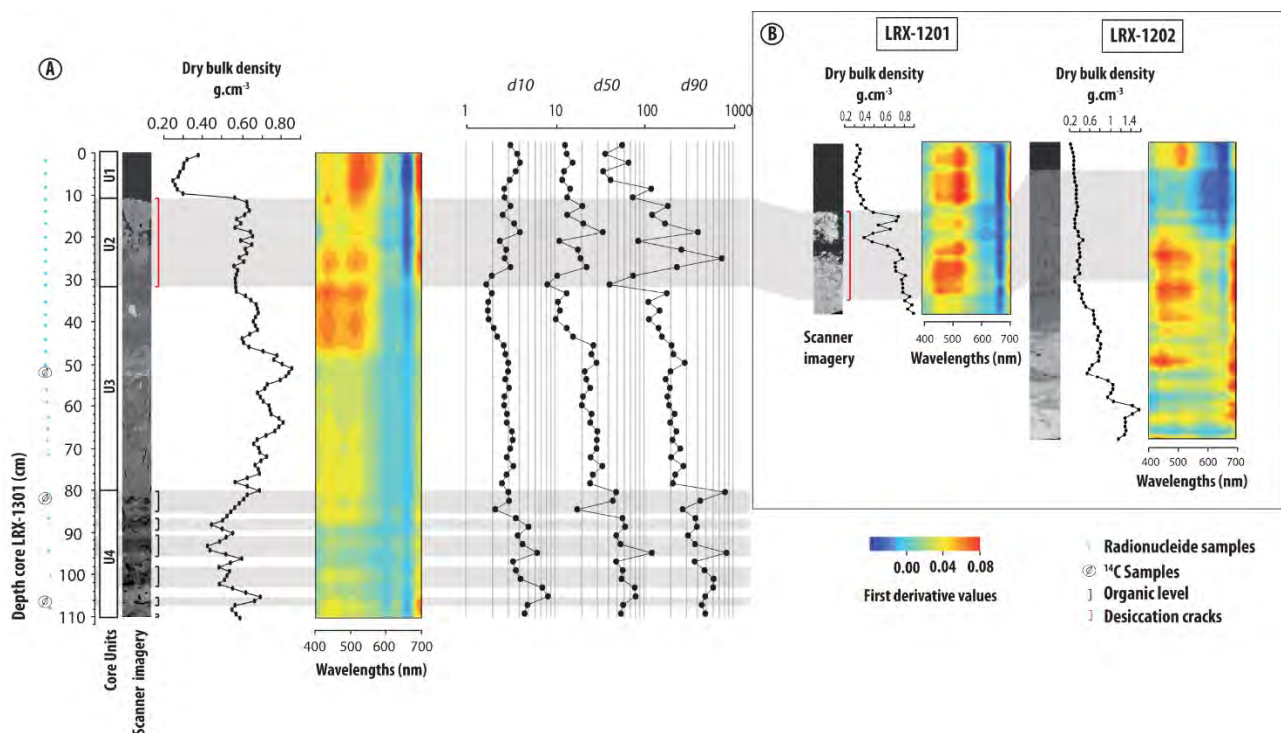


Fig. 2.5 Description of core Lrx13-01. (A). Definition of the sedimentary units along the Lrx1301 core as derived from CT scanner images, dry bulk density, spectrocolorimetric indices plotted on a 3D diagram where the Z is the derivate value for the corresponding wavelength (in nm) expressed by a code of color and particle size measurements (D10, D50, D90). (B). Comparison with cores Lrx12-01 and Lrx12-02 using the 570/630 spectrocolorimetric index and CT scanner images.

A sediment thickness map of seismic unit 1 was generated by ordinary kriging based on the thicknesses derived from seismic profiles (Fig. 2.7).

The corresponding volume of sediment – accumulated between 2003 and 2013 – was calculated. Sediment thickness estimations derived from the interpolation ranged between 2 and 74 cm (average value of 38 ± 7 cm). (Fig. 2.7).

A second unit, i.e. U2, was observed between 10 and 32 cm depth (Fig. 2.5). U2 is characterized by the presence of desiccation cracks observed during visual description of the core and on the scanner imagery (Fig. 2.5). These cracks may correspond to dense sediment embedded in a softer matrix of particles with properties

comparable to those described in unit U1. During the last pond drainage in 2013, field observations showed that the clay to loam-sized sediments of the pond dried up and formed large desiccation cracks similar to the ones observed in the core, which confirms the relevance of this hypothesis. Unit U2 can be subdivided into two parts: a first sub-unit, located between 10 and 22 cm depth, containing macro-cracks characterized by a decrease in the organic matter content (wavelengths ranging between 605-695 nm), and a second sub-unit, located between 22 and 32 cm, which did not display any desiccation feature. During the subsequent pond refill, cracks therefore probably disappeared as they were filled with lower density sediments displaying U1 material characteristics.

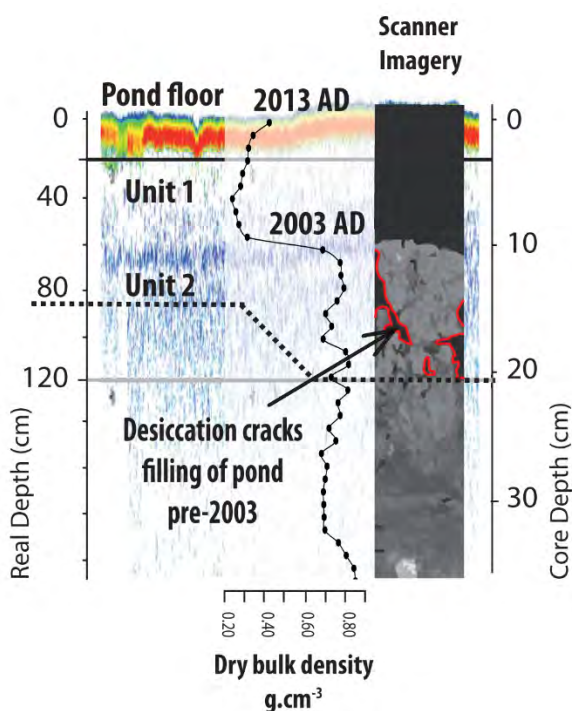


Fig. 2.6 Interpretation of the seismic wave's penetration in the units of the core Lrx13-01

Acoustic waves were quickly absorbed in seismic unit U2 and provided only information on the upper 17 cm layer of this unit. Interestingly, in core Lrx13-01, this layer corresponded to the zone where cracks were observed. This might have occurred during the period of pond water refilling after the drainage period (2001–2003).

The seismic survey therefore allows distinguishing a succession of two seismic units. A first unit corresponding to the post-2003 sedimentation and a second unit, partially penetrated by the seismic waves corresponding to a pre-2003 sedimentation. This layer is more compacted and heterogeneous and it likely deposited during the last drainage period of the pond. U1 would therefore have accumulated after 2003.

Within the two upper core units (U1 and U2, Fig. 2.5), the autochthonous material fraction becomes increasingly important at the expense of sediment originating

from the catchment hillslopes. This increase in primary production might be due to an increase of fertilizer use and/or to the implementation of soil conservation measures on hillslopes. This increase of autochthonous production might alternatively have been triggered by a release of nutrients in the pond that would have triggered a fish mortality event.

Below 32 cm depth, a third unit is observed, and it is characterized by a dramatic change in particle size properties and spectroradiometric parameters. It corresponds to a sharp decrease in organic material and to the dominance of allochthonous organic fraction in sediment (Fig. 2.8). Organic petrography data also showed the presence of a low and almost constant contribution of autochthonous production comprised between 9 and 13%.

In parallel, an important qualitative change in the algae content was observed. *Spirogyra* algae – reflecting good ecological conditions - dominate in the lower part of this unit (67–110 cm), *Pediastrum* algae prevail between 32 and 45 cm. These latter are typical of eutrophic environments, and this result shows therefore a progressive shift towards an eutrophication of the ecosystem (47 cm). Then, sediment of unit U3 remains very homogeneous down to 80 cm depth. The dry bulk density fluctuates locally, which may correspond to the occurrence of previous pond drainage periods of short duration that led to limited compaction of the sediment and not to the formation of sedimentary cracks.

From 80 cm depth to the basis of the core, a fourth unit composed of an alternance of organic and clay layers of 2–5 cm thickness is observed. The organic layers containing vegetal and root debris might have deposited during drainage periods of the pond, but no historical archive is available to support this assumption and to date their occurrence. Organic petrography analyses conducted in the terrigenous layers showed that they contained the highest proportion of allochthonous inputs, with 77 to 91% of the deposits originating from the catchment hillslopes. This last unit could therefore correspond to a period of major changes in the catchment.

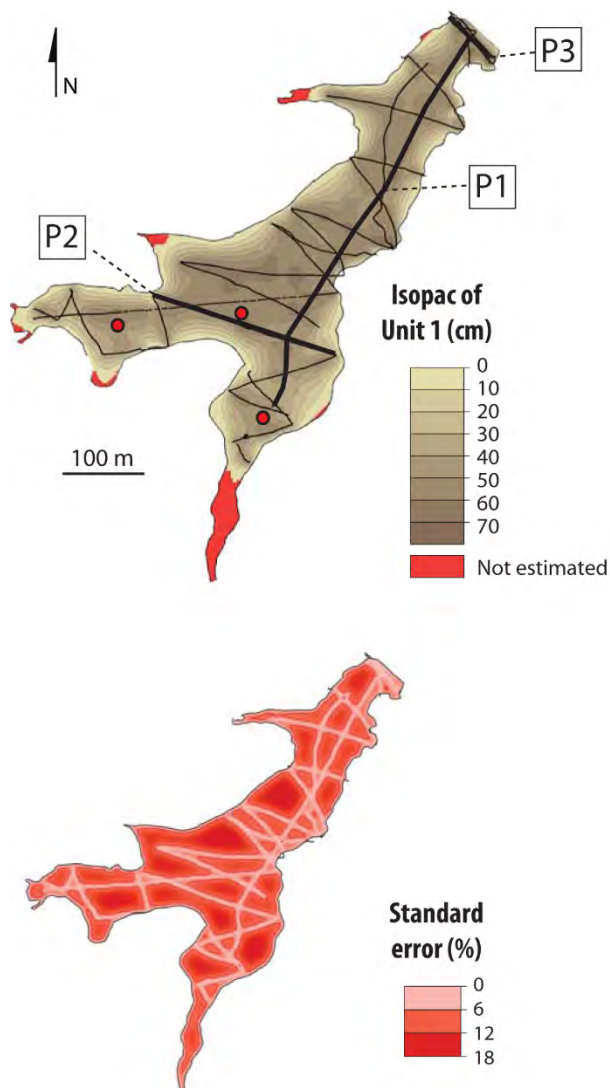


Fig. 2.7 Sediment thickness map in Unit 1 and associated standard errors

Correlation between sediment cores

Correlation between cores Lrx12-01, Lrx12-02 and Lrx13-01 was done based on scanner imagery and spectrophotometric data. Location of unit U1 could be identified in the three cores (Fig. 2.5). This unit has a variable thickness (6–16 cm), but similar low densities and high organic contents. The difference of thickness in the three cores may be explained by local variations in sediment deposition rates and by a variable compaction from using different core sampling methods.

The lower limit of this unit (U1) corresponds to a sharp increase in density. This transition was previously described in core Lrx13-01, and it is also recorded in core Lrx12-01. In the latter core, large sedimentary cracks are also found in the denser sediment located between 16 and 26 cm depth. As for core Lrx13-01, they are filled with dense material that probably migrated from unit U1. In core Lrx12-02, these cracks are not visible. Nevertheless, the upper limit of this second unit (U2) associated with a decrease in the organic matter content can be identified in the three cores. The lower limit of this unit corresponds to a global increase in the density. The lower limits of unit 3 are hardly visible in cores Lrx12-01 and Lrx12-02.

2.3.4 Core chronology

The construction of the age depth model for the core Lrx13-01 is mainly based on the identification of the last drainage period of the pond at 10 cm depth (2001 to 2003), on the record of the ^{137}Cs Chernobyl peak (1986) at 30 cm depth and on the record of the peak associated with maximum thermonuclear bomb fallout (1963) at 56 cm (Fig. 2.8). This age depth model is confirmed by the one deduced from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ data (Fig. 2.8). The age depth model is therefore consistent in the first half of the core where both dating methods provide similar results.

Below 56 cm depth, the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ profile has not been used for dating because of variations in $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activities that likely reflect changes in sediment sources across the catchment. However, the presence of ^{137}Cs at the base of the core suggests that the entire sequence of deposits is recent and deposited after 1954 (Fig. 2.8). All dates derived from AMS ^{14}C data on the lower part of the core were rejected.

Organic petrography analyses indicate that the dominant terrigenous fraction at the basis of the core is essentially composed of mineral particles. The dominance of this fraction in U4 could be linked to the major anthropogenic changes that took place between 1945 and 1960. During this period, streams were created or

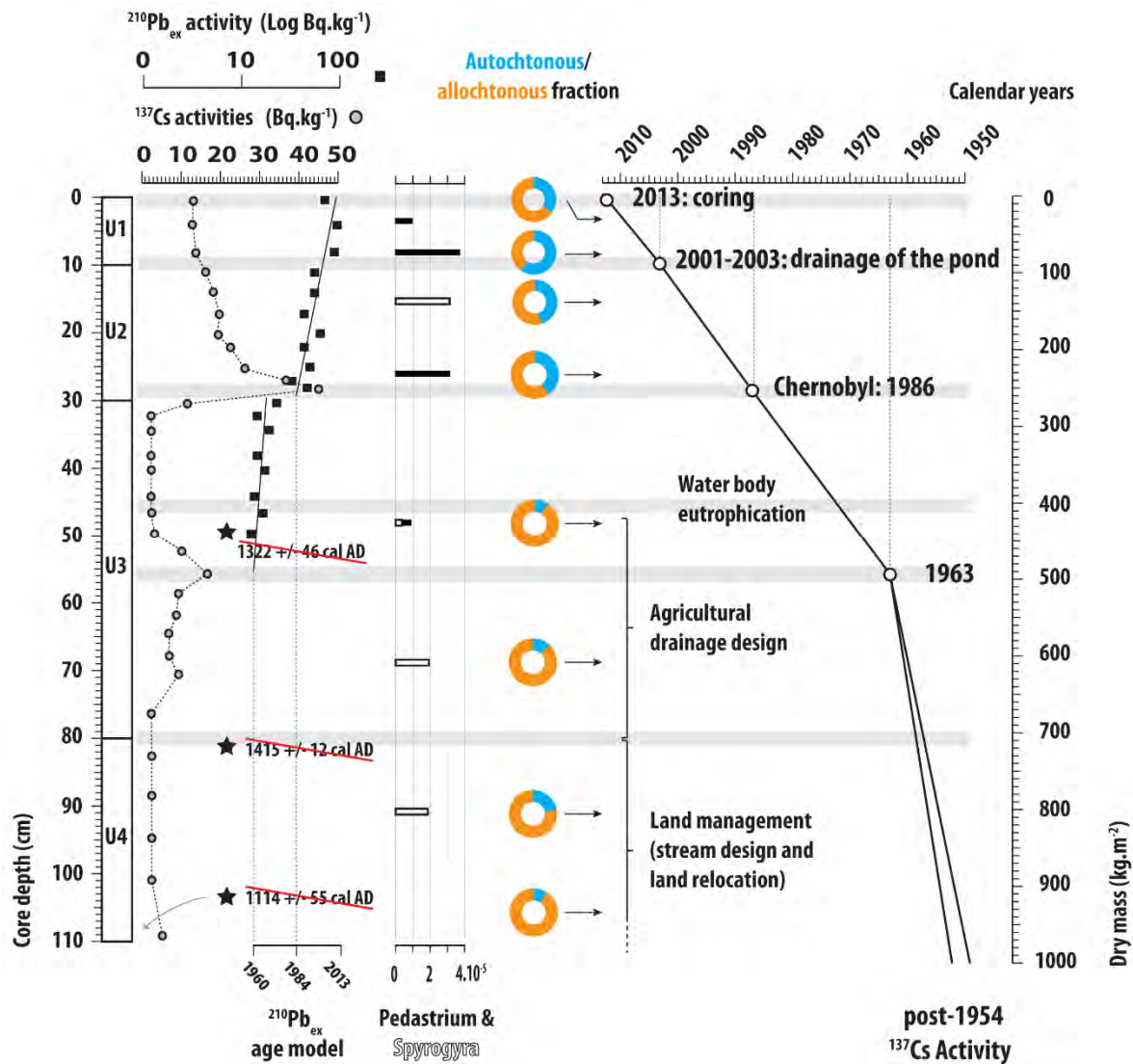


Fig. 2.8 Age depth model of core Lrx13-01 based on fallout radionuclide activities and the identification of stratigraphic markers

modified, and land consolidation schemes were implemented on hillslopes between 1952 and 1956. These changes might have strongly accelerated erosion in the catchment and sediment supply to the pond. This section of the core can therefore correspond to sediment deposition between 1954 and the early 1960s.

Organic petrography analyses show a sharp change in the trophic state of the lake during the deposition of unit U3 located between 45 and 65 cm depth, with a change in the dominant algal type switching from *Spirogyra* to

Pediastrum (Fig. 2.8). This transition corresponds to a strong eutrophication of the pond. Its occurrence was also documented in botanical surveys conducted in the Louroux pond between 1970–1980. During this period, land management changed in the catchment, with the extension of the drainage network and the creation of ditches although these changes were probably of minor importance compared to land consolidation works implemented in the 1950s.

2.3.5 Reconstruction of historical sediment yields

Recent export of sediment

Between 2003–2013, 163,000 m³ of allochthonous and autochthonous material is estimated to have accumulated in the Louroux pond. This volume corresponds to an annual input of 4890 t.yr⁻¹ (dry bulk density = 0.3 g.cm⁻³) across the 39ha surface area of the pond. As we estimated that the proportion of autochthonous material ranged between 44 and 50% in Unit 1 (see section 2.3.4 for details), the quantity of material originating from the catchment hillslopes can be estimated between 2152 and 2445 t.yr⁻¹ for the entire Louroux pond during the 2003-2013 period. This value is probably underestimated, as a fraction of sediment (estimated to < 10 % of the total catchment erosion) probably deposited in the upstream Beaulieu pond. The quantity of sediment accumulated can also be underestimated due to the overflow of the pond during part of the year. The trapping efficiency of this pond could not be calculated as detailed in previous studies (e.g Kummum et al., 2010; Verstraeten and Poesen, 2000) because data of suspended sediment inputs or outputs were not available for this site. Nevertheless, field observations suggest that the proportion of sediment exported downstream is very low (< 10%) and that the associated underestimation of sediment deposition is therefore negligible.

Based on sedimentary accumulation in the Louroux pond, total erosion rates in the catchment combining soil surface, subsurface and channel bank erosion processes are estimated between 90 and 102 t.km⁻².yr⁻¹. These results suggest that despite a flat topography, sediment exports to the pond are rather high although not exceptional. These values are similar to the median value of sediment yields measured in Europe (median = 92 t.km⁻².yr⁻¹ based on a dataset of ~1800 catchments (Vanmaercke et al., 2011)).

Anthropogenic impact on the Louroux catchment and long term evolution of flux

Erosion and sedimentation dynamics in the Louroux catchment since the end of the 1950s were reconstructed based on the analyses on core Lrx13-01 (Fig. 2.9). A sedimentary flux model was built based on the calculation of a mean sedimentary flux over time (SR), which allowed to estimate the quantity of sediment deposited (t.yr⁻¹) between successively dated layers in the core (Fig. 2.9). This average flux was corrected for primary production in the pond. It reflects therefore the allochthonous input of material from the catchment in units U1 to U4.

No data were available to document the flux that prevailed before 1950. Nevertheless, if the current sediment rate is applied to the period between 1000 AD and 1950 AD, thickness of the corresponding sediment accumulation would exceed 36 m, which is impossible as the elevation difference between the base of the dam (substratum) and the coring site (Lrx13-01) reaches 5.1 m only. To our knowledge, dredging of the pond that could have modified the sediment thickness was not conducted during the 1000-1950 AD period. By subtracting the thickness of core Lrx13-01 to this amount, we can therefore hypothesize that a maximum average input of 40 t.yr⁻¹ of material was supplied to the pond between 1000–1950 AD (by supposing a constant dry bulk density during this period like observed for the last 60 years). This suggests that the current sediment flux is at least 60-fold higher than the flux observed during the previous millennium (erosion rate during this period approx 1.6 t.km⁻².yr⁻¹). A first increase in the flux, which could unfortunately not be recorded in core Lrx13-01, might have occurred in 1935 when the first land consolidation scheme was implemented in the catchment.

The anthropogenic pressure then strongly increased between 1945 and 1960 when the largest consolidation scheme took place. This period is partly recorded in unit U4 of core Lrx13-01. The palynofacies analyses showed that the largest terrigenous input recorded in the core occurred during this period, with a flux ranging between 12000 and 14000 t.yr⁻¹ (Fig. 2.8). By extrapolating this flux to the material exported from the entire

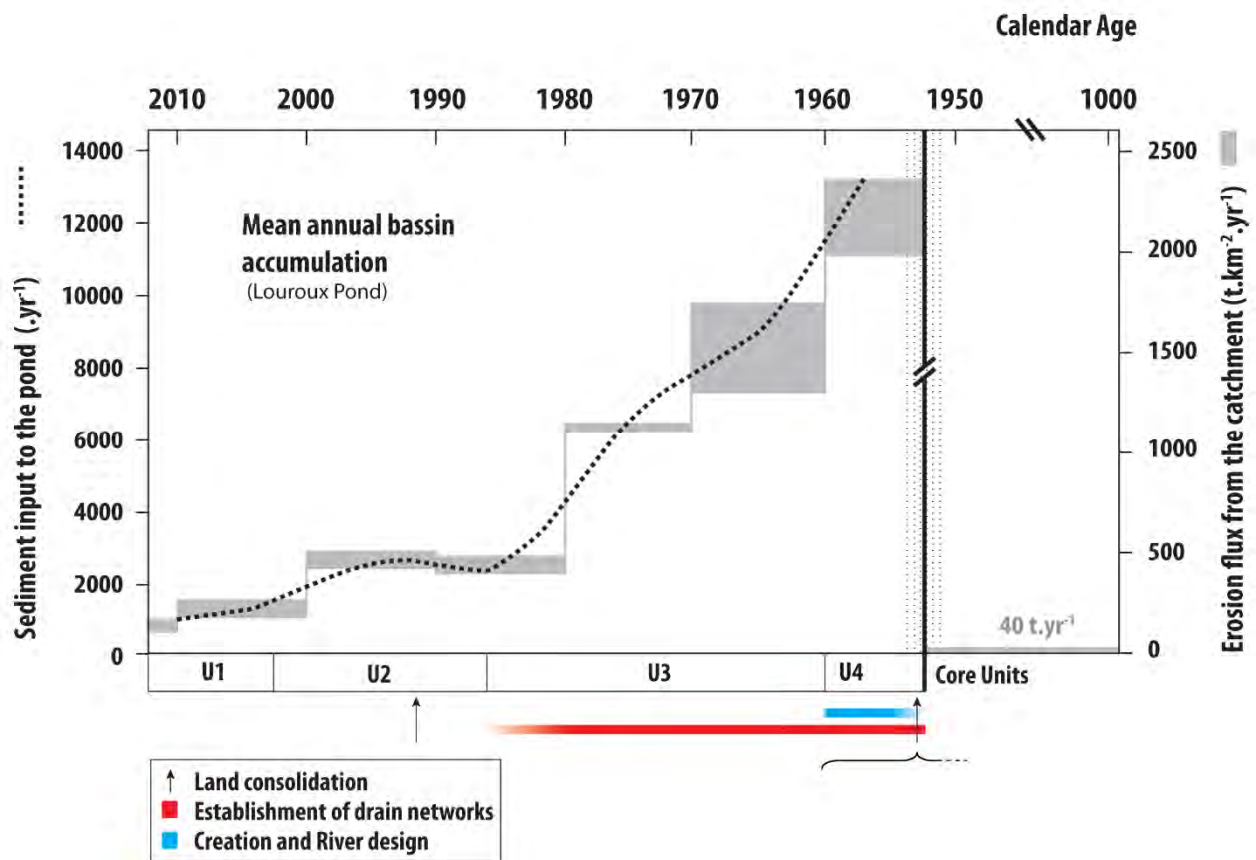


Fig. 2.9 Evolution of pond sedimentation extrapolated from the age model derived for the last 60 years based on analysis of core Lrx13-01. The dashed line corresponds to the sediment export from the catchment hillslopes derived from the seismic data.

catchment and by assuming that the geometry of sediment deposits was similar to the one observed during the last 10 years, it is possible to estimate a material export rate from the hillslopes reaching 2100 t.km².yr⁻¹. This very high value comprises sediment supplied by soil surface erosion but also material eroded from the channel banks. This 15-yr period is characterized by a general destabilization of the catchment, as the wetland has been transformed into an intensively cultivated catchment within a few years' time. Landscape destabilization similar to what is observed for the Louroux catchment was also documented for other parts of the world during the 1950-1960s. In the English Lake District, the rise in sedimentation rates was correlated to the increase in sheep grazing densities that accelerated soil erosion (van der Post *et al.*, 1997). Similar trends were recorded in the Canadian Prairies (de

Boer, 1997), in Japanese floodplains (Ahn *et al.*, 2010) or in cropland areas of the American Midwest (Heathcote *et al.*, 2013). In most of these studies, the input of material to the river network was shown to decrease slowly after this destabilization phase. This trend was also recorded in the Louroux Pond in response to a progressive slowdown of the extension of the tile drain and river networks in the catchment. Then, between the 1960s and 1980s, the allochthonous sedimentary input continued to decrease from 9000 t.yr⁻¹ to 6700 t.yr⁻¹. It is likely that after a period of large-scale changes in the catchment, the system progressively tend to stabilization. Soil erosion on hillslopes was estimated at 1100 t.km².yr⁻¹ during this period (1960-1980). Simultaneously, the progressive eutrophication of the pond was observed. This phenomenon might be due to an increase of fertilizer use in the catchment and/or to an increase

of sediment connectivity between the hillslopes and the pond. Between 1980 and 1990, the system was characterized by a major decrease of material input to the pond. The average deposition flux ranged between 2300 and 2800 t.yr⁻¹ during this period, which corresponds to a loss of material from the slopes of about 400 t.km⁻².yr⁻¹. A third land consolidation scheme was implemented during the second half of the 1990s. It led to a slow increase of the sediment deposition flux ranging between 2400 and 2900 t.yr⁻¹. Exports from the hillslopes are estimated to 425 t.km⁻².yr⁻¹ during this period. Finally, during the last decade, a new decrease of the material flux to the pond was recorded, with a material input ranging between 1300 and 2100 t.yr⁻¹.

Nowadays, erosion rates remain high and correspond to the lower limit of tolerable erosion rates according to Verheijen *et al.* (2009). Moreover, although the terrigenous inputs to the pond have progressively decreased since the end of the 1980s, a massive increase of algal

production is observed in the reservoir (*Fig. 2.8*) reflecting a general degradation of the water quality. The Louroux pond might be completely filled with sediment in 2100 (assuming that the reservoir traps all sediment and that the current sedimentation rates are maintained).

Erosion rates recorded at the outlet of the Louroux catchment (90 - 102 t.km⁻².yr⁻¹) are of the same order of magnitude as sediment yields measured in agricultural catchments of similar size in Europe (60-260 t.km⁻².yr⁻¹), (Cerdan *et al.*, 2010; Vanmaercke *et al.*, 2011), (*Table 2.1*).

Climate and topography were widely described as driving the sediment yields and the latter were shown to vary strongly depending on the region (e.g Boreal climatic region (6 t.km⁻².yr⁻¹) vs. Mediterranean climatic region (218 t.km⁻². yr⁻¹), lowland areas (35 t.km⁻².yr⁻¹ vs. mountainous areas (204 t.km⁻².yr⁻¹) according to Vanmaercke *et al.*, 2011).

Catchment/country	Gauging station (GS)/reservoir	Area (km ²)	SY (t.km ² .yr ⁻¹)	Min/Max elevation - slope	% of arable land	Source
Rosemaud catchment (UK)	Gs	1.5	80.2 - 83.7	76 - 115 m	62	Walling <i>et al.</i> , 2002
Old mild reservoir (UK)	R	1.6	90	53 - 194 m	20	Foster <i>et al.</i> , 1994
Kyre pool catchment (UK)	R	3	90	90 - 262 m	18	Foster <i>et al.</i> , 2003
Le Moulinet (Fr)	Gs	5	63	55 - 134 m	50	Vongvixay <i>et al.</i> , 2012
Kemmelbeek (Bel)	R	11	260	24 - 135 m	91	Verstraeten and Poesen, 2001
Rooigembeek (Bel)	R	14	230	21 - 73 m	90	Verstraeten and Poesen, 2001
Zwedebeek (Bel)	R	14	150	31 - 64 m	83	Verstraeten and Poesen, 2001
Steenbeek (Bel)	R	19	160	5 - 41 m	79	Verstraeten and Poesen, 2001
<i>Le Louroux (Fr)</i>	<i>R</i>	<i>24</i>	<i>90-102</i>	<i>99 - 127 m</i>	<i>76</i>	<i>This study</i>
Broenbeek (Bel)	Gs	25	60	8 - 49 m	89	Verstraeten and Poesen, 2001
Douvebeek (Bel)	Gs	26	210	28 - 152 m	95	Verstraeten and Poesen, 2001

Table 2.1 Comparaison of sediment yields in small (<100 km²) agricultural catchments of western Europe

The Louroux catchment and the sites listed in *Table 2.1* are all characterized by similar climatic and topographic conditions, and they should correspond to low sedimentary production areas with median sediment yields for lowlands of $35 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ and Atlantic climate conditions of $28 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ according to Vanmaercke et al. (2011). However, the values measured at the outlet of these sites are much higher than expected ($60\text{--}260 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$; *Table 2.1*). Our results therefore suggest that climate and topography parameters are not the main factors controlling sediment yields in these environments.

Rather, land use and management may strongly modify landscape connectivity and are probably important factors controlling sediment yields in these flat agricultural catchments. The relative surface areas covered with cropland and grassland are shown to be an important parameter, with a much greater sediment export from catchments dominated by arable land (Bakker et al., 2008; Vanacker et al., 2005). Most of the study sites listed in *Table 2.1* are dominated by livestock farming and their soils are therefore less exposed to erosion than catchments with a majority of arable land such as the Louroux catchment and several Belgian sites. Nevertheless, land use parameters can not fully explain the variability in sediment yields observed between the study sites listed in *Table 2.1* ($r^2=0.52$).

Other parameters related to scale effects should be taken into account to further explain this variability. The studied catchments are rather small ($<26 \text{ km}^2$) and available data suggest that an increase in sediment yields with the percentage of arable land in the catchment is mainly observed in the small catchments, especially in the temperate climatic zone. At larger scales, the increase in sediment yields is compensated by the presence of buffer zones that store sediment within the catchment (e.g. Cerdan et al., 2012; de Vente and Poesen, 2005; Dearing and Jones, 2003). This trend was verified for the catchments listed in *Table 2.1*. Correlation between the percentage of arable land and sediment yields is lower for catchments $> 20 \text{ km}^2$ ($r^2=0.32$) compared to smaller catchments.

It appears therefore crucial to implement measures to reduce sediment connectivity between hillslopes and rivers in these flat agricultural areas located in upper parts of large river basins. Soil and water conservation measures implemented at the beginning of 2000s in similar upstream catchments of the Belgian loess belt were showed to reduce sediment delivery from $350 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ to $50 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ (Evrard et al., 2008). Their installation in other upstream catchments located in the European temperate zone should therefore be considered in order to limit the sediment supply to large river basins.

2.4 | Conclusions

To our knowledge, this study provides one of the first quantitative reconstructions of sediment rates associated with land use and management changes during the last decades in an upstream agricultural catchment representative of similar lowland environments in Northwestern Europe. Within a few years, the sedimentary production increased dramatically, from 40 t.yr^{-1} before 1950 AD to maximum values comprised between 12000 and 14000 t.yr^{-1} in the 1950s and 1960s. Since then, erosion and transfers tend to decrease regularly. However, they still reached 90 to 102 $\text{t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ between 2003 and 2013, which remains 60-fold higher than before 1950.

This shows that soil erosion and subsequent sediment transfer to rivers may be important, even in lowland environments. If our observations were confirmed in other catchments located in similar environments, this would question the sustainability of the current farming practices and their contribution to the degradation of the water quality. These results highlight the necessity to implement soil and water conservations measures to reduce connectivity and sediment yields in lowland agricultural catchments that are often wrongly considered to be low sediment production areas.

Acknowledgements: The authors are grateful to Xavier Bourrain, Jean-Noël Gautier and Jean-Paul


Bakyono for their advices and technical support. This study was financially supported by the Agence de l'Eau Loire Bretagne (Loire-Brittany Water Agency).

Références Chapitre 2

- Antrop, M., 2005. Why landscapes of the past are important for the future. *Landscape and Urban Planning*, 70(1-2), 21-34.
- Ayrault, S., Le Pape, P., Evrard, O., Priadi, C.R., Quantin, C., Bonté, P., Roy-Barman, M., 2014. Remanence of lead pollution in an urban river system: a multi-scale temporal and spatial study in the Seine River basin, France. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(6), 4134-4148.
- Bakker, M.M., Govers, G., van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M., 2008. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology*, 98(3-4), pp. 213-226.
- Benoit, G., Rozan, T.F., 2001. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating methods in lakes: A retrospective study. *Journal of Paleolimnology*, 25(4), 455-465.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for a 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5(5), 512-518.
- Cerdan, O., Delmas, M., Négrel, P., Mouchel, J.-M., Petelet-Giraud, E., Salvador-Blanes, S., Degan, F., 2012. Contribution of diffuse hillslope erosion to the sediment export of French rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(11-12), pp. 636-645.
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122(1-2), 167-177.
- Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(3-4), pp. 586-600.
- Chartin, C., Evrard, O., Onda, Y., Patin, J., Lefèvre, I., Otlé, C., Ayrault, S., Lepage, H., Bonté, P., 2013. Tracking the early dispersion of contaminated sediment along rivers draining the Fukushima radioactive pollution plume. *Anthropocene*, 1(0), 23-34p.
- Chartin, C., Evrard, O., Salvador-Blanes, S., Hinschberger, F., Van Oost, K., Lefèvre, I., Daroussin, J., Macaire, J.-J., 2011. Quantifying and modelling the impact of land consolidation and field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954-2009). *CATENA*, 110(0), 184-195.
- de Boer, D.H., 1997. Changing Contributions of Suspended Sediment Sources in Small Basins Resulting from European Settlement on the Canadian Prairies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(7), pp. 623-639.
- de Vente, J., Poesen, J., 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1-2), pp. 95-125.
- Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), pp. 147-168.
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram". *Earth-Science Reviews*, 109(1-2), 1-19 p.
- Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Science of The Total Environment*, 433(0), 189.
- Détriché, S., Rodrigues, S., Macaire, J.-J., Bonté, P., Bréhéret, J.-G., Bakyono, J.-P., Jugé, P., 2010. Caesium-137 in sandy sediments of the River Loire (France): Assessment of an alluvial island evolving over the last 50 years. *Geomorphology*, 115(1-2), 11-22.
- Evrard, O., Persoons, E., Vandaele, K., van Wesemael, B., 2007. Effectiveness of erosion mitigation measures to prevent muddy floods: A case study in the Belgian loam belt. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 118(1-4), 149-158p.
- Evrard, O., Van Beek, P., Gateuille, D., Pont, V., Lefèvre, I., Lansard, B., Bonté, P., 2012. Evidence of the radioactive fallout in France due to the Fukushima nuclear accident. *Journal of Environmental Radioactivity*, 114(0), 54-60.
- Evrard, O., Vandaele, K., van Wesemael, B., Bielders, C.L., 2008. A grassed waterway and earthen dams to control muddy floods from a cultivated catchment of the Belgian loess belt. *Geomorphology*, 100(34), 419-428.
- Foster, I.D.L., Chapman, A.S., Hodgkinson, R.M., Jones, A.R., Lees, J.A., Turner, S.E., Scott, M., 2003. Changing suspended sediment and particulate phosphorus loads and pathways in underdrained lowland agricultural catchments; Herefordshire and Worcestershire, U.K. *Hydrobiologia*, 494(1), 119-126.

- Foster, I.D.L., Walling, D.E., 1994. Using reservoir deposits to reconstruct changing sediment yields and sources in the catchment of the Old Mill Reservoir, South Devon, UK, Over the past 50 years. *hydrological Sciences*(39), pp. 347 - 368.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Vandromme, R., Cerdan, O., Desmet, M., submitted. Quantification of bank erosion in an agricultural drained catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Froger, D., Moulin, J., Servant, J., 1994. Les terres de Gâtines, Boischaud-Nord, Pays-Fort, Touraine-Berry. Typologie des sols. Chambres d'agriculture du Cher, de l'Indre, de l'Indre et Loire et du Loire et Cher.
- Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdreau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. *International Journal of Coal Geology*, 84(1), pp. 49-62.
- Heathcote, A., Filstrup, C., Downing, J., 2013. Watershed Sediment Losses to Lakes Accelerating Despite Agricultural Soil Conservation Efforts. *Plos one*, 8(1).
- I&CLC2000, 2002. EEA-ETC/TE. 2002. CORINE land cover update. I&CLC2000 project. Technical guidelines, <http://terrestrial.eionet.eu.int>.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., Spadano Albuquerque, A.L., 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205(3-4), pp. 183-197.
- Jones, A., Panagos, P., Barcelo, S., Bouraoui, F., Bosco, C., Dewitte, O., Gardi, C., Erhard, M., Hervás, J., Hiederer, R., Jeffery, S., Lükewille, A., Marmo, L., Montanarella, L., Olazábal, C., Petersen, J., Penizek, V., Strassburger, T., Tóth, G., Van Den Eeckhaut, M., Van Liedekerke, M., Verheijen, F., Viestova, E., Yigini, Y., 2012. The state of soil in Europe (SOER). JRC reference reports. Report 25186 EN. http://ec.europa.eu/dgs/jrc/downloads/jrc_reference_report_2012_02_soil.pdf, 80 pp.
- Kiffney, P.M., Bull, J.P., 2000. Factors Controlling Periphyton Accrual during Summer in Headwater Streams of Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Freshwater Ecology*, 15(3), pp. 339-351.
- Kummu, M., Lu, X.X., Wang, J.J., Varis, O., 2010. Basin-wide sediment trapping efficiency of emerging reservoirs along the Mekong. *Geomorphology*, 119(3-4), pp. 181-197.
- Libby, W.F., 1967. History of radiocarbon dating. University of Chicago Press, 22 pp.
- Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P., 1997. Sediment Yield During Late Glacial and Holocene periods in the Lac Chambon Watershed, Massif Central, France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(5), pp. 473-489.
- Macaire, J.J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J., Hirschberger, F., Trément, F., 2010. Quantitative analysis of climate versus human impact on soil erosion since the Late-glacial: the Sarliève palaeolake catchment (France). *The Holocene*, 20(4), pp. 497-516.
- Massa, C., Bichet, V., Gauthier, E., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H., 2012. A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 32(0), pp. 119-130.
- Patience, A.J., Lallier-Verges, E., Alberic, P., Desprairies, A., Tribouvillard, N., 1996. Relationships between organo-mineral supply and early diagenesis in the lacustrine environment: A study of surficial sediments from the Lac du Bouchet (Haute Loire, France). *Quaternary Science Reviews*, 15(2-3), pp. 213-221.
- Rasplus, L., Macaire, J.J., Alcaydé, G., 1982. Carte géologique de Bléré au 1:5000, Editions BRGM.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, pp. 1869-1887.
- Rein, B., Sirocko, F., 2002. In-situ reflectance spectroscopy – Analyzing techniques for high resolution pigment logging in sediment cores. *Journal of Earth Sciences*, 5, pp. 950-954.
- Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013a. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Science*, 40(4), pp. 1636-1645.
- Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Le Roux, G., Baron, S., Galop, D., Garcia, M., Di Giovanni, C., Motellica-Heino, M., Mazier, F., Foucher, A., Houet, T., Desmet, M., Bard, E., 2013b. Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Vicdessos

- valley, Pyrenees, France). *The Holocene*.
- Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). *Quaternary Science Reviews*, 89(0), pp. 27-43.
- Sufian, A., Russell, A.R., 2013. Microstructural pore changes and energy dissipation in Gosford sandstone during pre-failure loading using X-ray CT. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 57(0), pp. 119-131.
- Twichell, C., Cross, V., Hanson, A., Buck, B., Zybala, J., Rudin, M., 2005. Seismic architecture and lithofacies of turbidites in lake mead (Arizona and Nevada, U.S.A), and analogue for topographically complex basins. *Journal of Sedimentary Research*, 75(1), pp. 134 - 148.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Eds. Chapman and Hall, London., 615 pp.
- van der Post, K.D., Oldfield, F., Haworth, E.Y., Crooks, P.R.J., Appleby, P.G., 1997. A record of accelerated erosion in the recent sediments of Blelham Tarn in the English Lake district. *Journal of Paleolimnology*, 18(2), pp. 103-120.
- Van Metre, P., Wilson, J., Fuller, C., Callender, E., Mahler, B., 2004. *Collection, Analysis, and Age-Dating of Sediment Cores From 56 U.S. Lakes and Reservoirs Sampled by the U.S. Geological Survey, 1992–2001*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004–5184.
- Vanacker, V., Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Dercon, G., Deckers, S., 2005. River channel response to short-term human-induced change in landscape connectivity in Andean ecosystems. *Geomorphology*, 72(1-4), pp. 340-353.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130(3-4), pp. 142-161.
- Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J., 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews*, 94(1-4), pp. 23-38.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2000. Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography*, 24, pp. 219-251.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2001. Factors controlling sediment yield from a small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 40, pp. 123-144.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2002. Using sediment deposits in small ponds to quantify sediment yield from small catchments: possibilities and limitations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(13), pp. 1425-1439.
- Vongvixay, A., 2012. *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants*. Thèse – Inra Rennes.
- Walling, D.E., Russell, M.A., Hodgkinson, R.A., Zhang, Y., 2002. Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK. *CATENA*, 47, pp. 323-353.
- Waters, T., 1995. *Sediment in Streams Sources, Biological Effects and Control*. American Fisheries Society Monograph 7. Bethesda, Maryland.



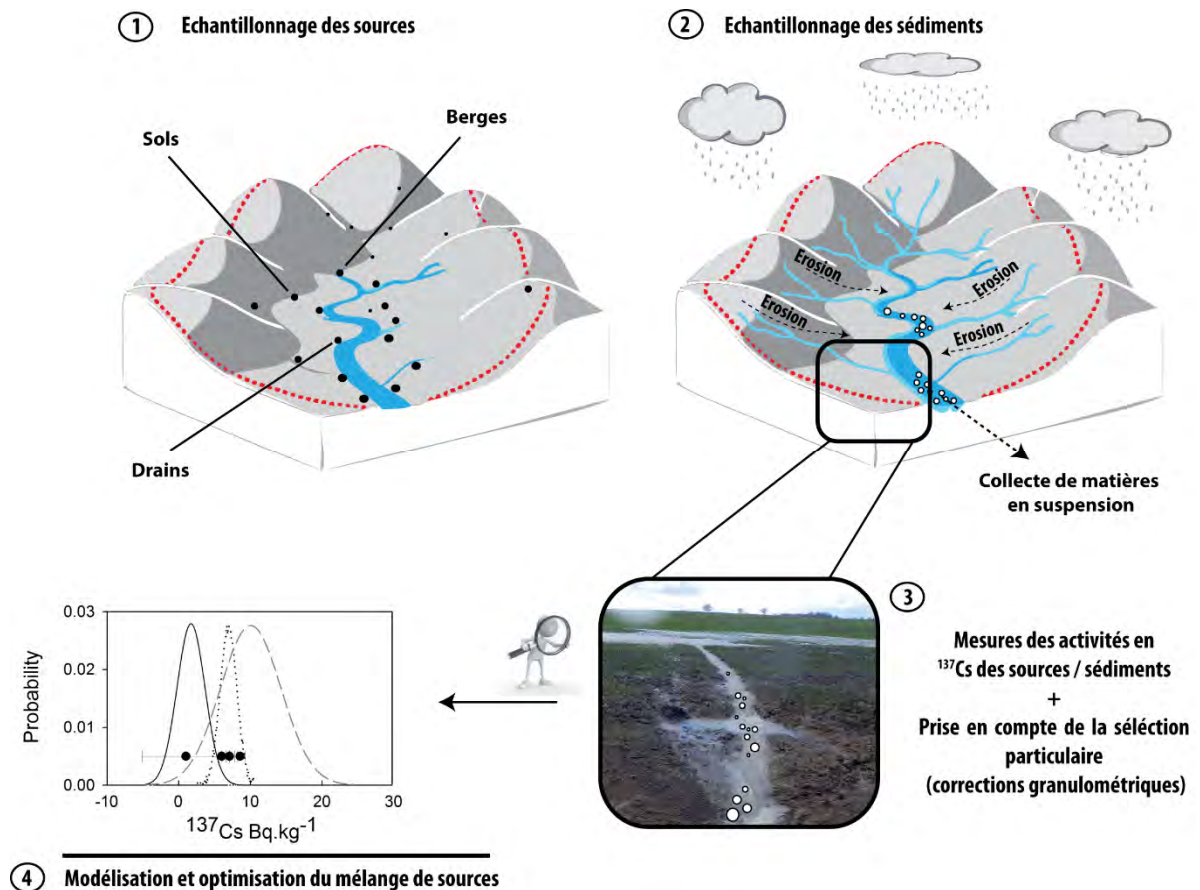
Chapitre 3
Comment tracer l'origine des
sédiments ?

Station de Masnière durant la crue de février 2013, bassin versant du Louroux, photo A. Foucher

Chapitre 3

Comment tracer l'origine des sédiments ?

Graphical abstract : principe de la méthode de traçage employée pour définir l'origine des sédiments



Objectifs et méthodes analytiques

Définir l'origine et la dynamique spatio-temporelle des sédiments transitant dans les hydrosystèmes est essentiel afin de mettre en place des dispositifs efficaces de lutte contre les départs de matière depuis les versants vers les masses d'eau. Dans ce chapitre, nous tentons d'identifier l'origine des sédiments transportés

en période de crues et d'étiage dans les principaux tributaires de l'étang du Louroux et qui participent, *in fine*, à son comblement. De manière plus générale, nous identifions la source majoritaire de sédiment en contexte de plaines agricoles drainées.

Dans ces milieux, trois grandes familles de sources peuvent contribuer à la production sédimentaire: l'érosion en provenance des sols, l'érosion des berges et

les transferts de matière via les réseaux de drainage. La proportion relative de chacune de ces sources est très variable en fonction du contexte pédoclimatique, topographique et des pratiques culturales mises en œuvre.

Nous cherchons à quantifier la contribution respective des sédiments en provenance des sols et des berges aux matières en suspension transférées, en portant une attention particulière aux propriétés des sédiments exportés aux exutoires des drains agricoles. L'originalité de ce travail est liée d'une part au contexte de plaine agricole drainée dans lequel s'inscrit le bassin du Louroux et d'autre part à la technique développée pour tracer la matière, employant une approche alternative de correction granulométrique.

L'ensemble des résultats obtenus dans ce chapitre a fait l'objet d'un article, soumis dans le journal *Geomorphology* s'intitulant "Quantifying the dominant sources of sediment in a lowland (drained) agricultural catchment of Western Europe: novel insights provided by fingerprinting based on ^{137}Cs and (associated/alternative) grain size corrections".

D'un point de vue méthodologique, le ^{137}Cs est utilisé comme traceur des processus de surface et de subsurface afin de caractériser la part relative de l'érosion en provenance des sols, des berges et des drains. Ce radionucléide a largement été utilisé dans de précédentes études pour réaliser la distinction entre le compartiment de surface et celui de subsurface. Le compartiment de surface correspond à un mélange de matériaux en provenances de l'érosion des sols et ceux transférés par les drains. Ils se caractérisent par la présence de ^{137}Cs en moyenne voire forte concentration. Les sources de subsurface présentent une concentration en ^{137}Cs faible, voire nulle. Ce second pôle correspond à la matière en provenance de l'érosion/incision des berges.

En comparant les activités des principales sources présentes sur les versants aux activités des sédiments transitant dans les cours d'eaux, il est alors possible d'identifier la source ayant généré ces sédiments.

Pour mettre en place cette procédure de traçage sédimentaire, des mesures de ^{137}Cs ont été réalisées sur les principales sources identifiées sur les versants (sols = 34, berges n=15) ainsi qu'au niveau des collecteurs de drains instrumentés (n=5).

En parallèle, des matières en suspension ont été prélevées afin de caractériser les propriétés de la matière qui transite durant différentes conditions hydrologiques (crue /étiage), au niveau des principaux tributaires de l'étang (n=23).

Pour compléter ces échantillons dont la représentativité temporelle est restreinte, des échantillons ont été sélectionnés dans la carotte sédimentaire Lrx-1301 (n=4) afin d'obtenir une signature composite des sédiments accumulés dans l'étang depuis les 10 dernières années. Ce type d'échantillonnage permet de s'affranchir des fluctuations météorologiques infra-annuelles et d'obtenir une image globale du flux sédimentaire sur ce bassin.

Préalablement à la phase de modélisation, des mesures granulométriques ont été réalisées sur les échantillons de sources et de sédiments. Ces mesures ont permis d'appliquer un facteur de correction granulométrique.

Les échantillons corrigés de l'effet granulométrique sont utilisés ensuite dans la phase de description statistique des données. Les distributions de ces échantillons sont modélisées suivant un échantillonnage hypercube latin, basé sur la médiane et l'écart type de la distribution de chacune des sources. Ce modèle a déjà été testé avec succès dans de précédentes études. Il est simulé 2500 fois afin d'optimiser la discrimination entre les sources de surface et celles de subsurface pour les échantillons de sédiments.

Résultats principaux

Les résultats obtenus sur les mesures de spectrométrie gamma révèlent l'impossibilité d'une comparaison directe entre les activités des sources potentielles et des sédiments. La sélection particulière engendrée par les

processus érosifs sur les versants entraîne un enrichissement en ^{137}Cs des sédiments exportés, en comparaison avec les sources potentielles : ce phénomène est induit par une sélection des particules fines durant les processus érosion – transport (d_{50} sédiments = 6 μm ; sources = 32 à 36 μm).

Pour réduire cet effet granulométrique, deux facteurs de correction ont été employés. Le premier d'entre eux, classiquement utilisé dans les précédentes études de traçage sédimentaire, est basé sur l'utilisation de la surface spécifique des particules obtenue par mesures granulométriques. Le second facteur de correction constitue une des originalités de ce travail, et teste le potentiel du thorium comme facteur de correction granulométrique. L'application de ces deux paramètres correctifs permet, dans le cadre de cette étude, de rendre possible et d'améliorer clairement la comparaison entre les sources potentielles et les sédiments. Les activités des sédiments collectés se retrouvent, après correction granulométrique, dans la même gamme de valeurs que les potentielles sources.

Afin d'évaluer la part relative des sources dans la production sédimentaire, la distribution des sols et des berges a été évaluée afin d'optimiser le modèle de mélange.

A l'issue des simulations effectuées sur les 28 échantillons de sédiments, les résultats indiquent clairement la dominance des sources de surface dans les sédiments collectés durant les périodes de crues. Ce constat se répète indépendamment de la période d'échantillonnage au cours de la saison hydrologique (Décembre à avril). L'effet de la croissance de la végétation au cours du printemps ne semble pas ralentir cette contribution en protégeant les sols de l'érosion : la contribution de la source surface varie pendant les événements de crues entre 95 et 99%, en fonction du facteur de correction utilisé.

Cette dominance de la contribution des sources de surface est clairement moindre durant les périodes d'étiage où l'on assiste à un mélange quasiment égal

entre les sources de surface et de subsurface, ces derniers représentant entre 51 et 60% du flux de matière en suspension au cours de ces périodes. La période d'étiage domine la majeure partie de l'année sur les petits cours d'eau du Louroux et les valeurs de bruits de fond légèrement dominées par l'érosion des berges viennent réduire le signal de surface qui contribue majoritairement durant les événements de crues.

Les résultats obtenus au niveau du site de carottage (image plus globale de la dynamique sédimentaire) confirment ce fait de dilution du signal. Pour les 10 dernières années, les résultats indiquent une nouvelle fois la dominance des processus de surface. La contribution de la source de surface est comprise entre 97 et 99% selon les modèles utilisés. Ces résultats impliquent que les flux de matières dominants durant les épisodes de crues sont légèrement atténués par le signal de fond présent durant le reste de l'année hydrologique.

Les mesures en radionucléides aux exutoires des collecteurs de drains ont mis en évidence quant à elles des activités en ^{137}Cs . Ces fortes activités indiquent, comme cela a été suggéré dans de précédentes études, une migration de particules de surface marquées en césium au sein des profils de sols. Les matériaux issus des sols et des drains caractérisent donc la même source (la surface des sols) mais impliquent des vecteurs et une dynamique de transferts différents. Le ruissellement des sols, efficace pendant les épisodes pluvieux, est remplacé peu de temps après par le transfert de l'eau via les réseaux de drainage.

Principales conclusions

Ce travail permet clairement de supporter l'hypothèse selon laquelle l'étang du Louroux est actuellement majoritairement comblé par des sédiments en provenance de la partie superficielle du sol. On peut donc supposer que cette source qui semble largement majoritaire dans le contexte du Louroux le soit également dans les plaines voisines.

Les résultats obtenus soulignent que les sols et les sédiments exportés par les drains présentent les mêmes propriétés avec des teneurs importantes en ^{137}Cs après corrections granulométriques.

Ce constat implique que l'étang est majoritairement comblé par une source mobilisée par deux voies de transfert : le ruissellement de surface accéléré par les dérayures et le réseau de drainage. Nous n'avons pas identifié la voie de transfert principal et devant la complexité des résultats, aucun aménagement ne peut être privilégié à ce stade pour limiter le flux de matières en suspension.

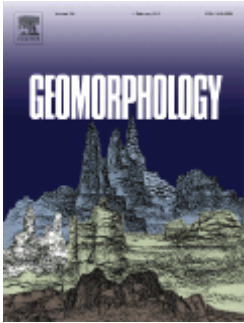
D'un point de vue méthodologique, ce travail souligne l'intérêt de la normalisation au thorium pour réduire l'effet granulométrique. Cette correction présente des résultats semblables, voire globalement meilleurs que le correcteur classiquement utilisé dans de précédentes études de traçage. Elle permet après correction de replacer l'ensemble des échantillons des sources dans la même gamme que les matières en suspension ce qui n'est pas le cas de la méthode classique. A l'inverse de la correction basée sur la surface spécifique des particules, la normalisation au thorium présente l'intérêt de ne pas nécessiter de mesures supplémentaires, cette mesure géochimique étant directement accessible avec les mesures de spectrométrie gamma.

Ce travail de traçage montre également l'intérêt de l'emploi d'un seul traceur (le ^{137}Cs) pour distinguer des sources de matières sur des substrats géologiques homogènes d'un point de vue chimique. Cette méthode alternative permet une distinction claire, là où l'emploi des méthodes classiques de fingerprinting basées en partie sur l'emploi de la géochimie ne seraient que très peu adaptées.

Les perspectives de ce travail sont de tester l'applicabilité du thorium sur d'autres sites afin de définir si les résultats obtenus dans le cadre de cette étude ne sont pas dépendants des propriétés du site du Louroux. L'objectif est également à terme de chercher à identifier les voies de transferts dominantes entre ruissellement de surface et export par les drains. Il sera également

intéressant dans les prochaines étapes de ces travaux de coupler la quantification des flux de matières en suspension obtenus au niveau des sites expérimentaux avec la proportion relative de chacune des sources et de quantifier ainsi la contribution de chaque source en fonction de la saison hydrographique.

Chapitre 3



Quantifying the dominant sources of sediment in a drained lowland agricultural catchment: novel insights provided through sediment fingerprinting with ^{137}Cs and thorium-based particle size corrections

Published in: *Journal of Geomorphology*,
Received: 24 December 2014
Copyright © 2015 Elsevier Ltd.

Anthony Foucher¹, J. Patrick Laceby², Sébastien Salvador-Blanes¹, Olivier Evrard², Marion Le Gall², Irène Lefèvre², Olivier Cerdan³, Vignesh Rajkumar^{4,1}, Marc Desmet¹

1. E.A 6293 GéoHydrosystèmes
Continentaux
Université François Rabelais
Parc de Grandmont
37200 Tours, France

2. Laboratoire des Sciences du Climat
et de l'Environnement
UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ)
Avenue de la Terrasse
91198, Gif-sur-Yvette

3. Département Risques et Prévention
Bureau de Recherche Géologique
et Minière
3 avenue Claude Guillemin
45060 Orléans, France

4. Centre for Water Resources
CEG, Anna University
Sardar Patel Rd
Chennai Tamil Nadu
600025, India

Abstract

Soil erosion is one of the main factors influencing water quality and land degradation at the global scale. Identifying the main sediment sources in these areas is therefore essential for the implementation of appropriate erosion mitigation measures. Accordingly ^{137}Cs concentrations were used to determine the relative contribution of surface and subsurface sources to the sediment transported in a lowland drained agricultural catchment (Louroux catchment, Loire Valley, France). As ^{137}Cs concentrations are often dependent on particle size, specific surface area (SSA) and a novel Thorium (Th) based particle size corrections have been applied.

Soil ($n=34$) and channel bank samples ($n=15$) have been collected to characterize the radionuclide properties of the potential sources. Sediment samples ($n=23$) were collected at automatic sampling stations ($n=5$) during one hydrological year. One sediment core was sampled to relate one year of monitoring to a longer temporal period. Additionally sediment from tile drains ($n=5$) were collected to determine the radionuclide properties of sediment exported from drain network. A distribution modeling approach was used to determine the relative sediment contributions from surface and subsurface sources.

The results highlight a substantial ^{137}Cs particle size effect between the sources and the sediments. The application of both correction factors reduced this effect with activities for surface source before the correction ranging between 1.0 and 7.9 Bq.kg^{-1} and after ranging between 3.7 - 23.8 and 0.8 - 35.5 Bq.kg^{-1} (respectively for SSA and Th correction). The results indicate also that sediment exported from tile drain outlets are characterized by high ^{137}Cs activities (23.4 Bq.kg^{-1}) indicative of surface-derived sediments.

The modelling results clearly indicate the dominance of surface sources. At five monitoring sites the surface source contribution ranged between 99% (+/-1.2%) for the SSA correction and 95% (+/-1.5%) for the Th correction. For the sediment core, surface sources also dominated contributing 99% (+/-1.5%) for the SSA correction and 97% (+/-6.7%) for the Th correction. Sediment exported from the drain network was modelled to originate predominantly from surface sources (99% +/-2.5%).

This study demonstrates the potential of Th to correct for potential ^{137}Cs particle size enrichment. More importantly, this research indicates that drainage systems may significantly increase the connectivity of surface sources to stream networks in these lowland agricultural areas. Accordingly, managing the sediment transferred through drainage networks may reduce the deleterious effects of suspended sediment loads on riverine systems in lowland drained agricultural catchments.

Key Words: *Sediment tracing, Agricultural lowland areas, Cesium-137, Particle size correction, Tile drain*

3.1 | Introduction

Soil erosion by water affects a significant proportion (16%) of agricultural land in Europe (Cerdan et al., 2010; Jones et al., 2012). Although natural, this degradation process is accelerated by land use change and anthropogenic pressures in agricultural contexts (Bakker et al., 2008; Chartin et al., 2011; Sharma et al., 2011). Around the world the negative effects of soil erosion are characterized by the decline of crop yields, the reduction of soil water storage capacity and decreases in soil organic matter content (Berger et al., 2006; Boardman and Poesen, 2006). The main problems associated with accelerated soil erosion is usually not only the actual soil loss itself, but also the adverse effects of elevated suspended sediment yields and adsorbed contaminants (Walling et al., 2003).

The excess of fine sediment particles (e.g. $<63\mu\text{m}$) associated with soil erosion are detrimental to water quality and stream environments (Horowitz, 2008; Kronvang et al., 2003; Owens et al., 2005). Elevated fine sediment loads can result in numerous problems such as elevated turbidity, stream and reservoir siltation (Nakamura et al., 2004; Wood and Armitage, 1997). Importantly, fine sediments often transport sediment-bound organic and metallic contaminants: e.g heavy metals, Polychlorinated Biphenyls (PCB), phosphorus,

pesticides, pathogens, and fallout radionuclides (Ayrault et al., 2014; Desmet et al., 2012; Evrard et al., 2014).

There is currently a general lack of understanding about the dominant sediment source in France in particular, and in drained lowland cultivated areas in general (Russell et al., 2001; Walling et al., 2002). The implementation of highly productive cropland agriculture practices in these regions has included the installation of drainage networks inducing a high level of connectivity between surface sources and the river systems. Although these changes in land management were clearly associated with increased sediment yields (e.g Ahn et al., 2008; Dearing and Jones, 2003; Foster and Walling, 1994), the identification of the dominant sediment sources, their dynamics and their pathways in drained landscapes with similar intensive agricultural practices remains poorly understood. Indeed, recent research has highlighted the limited information available about sediment exported through the drainage networks in these environments (King et al., 2014; Kronvang et al., 1997; Walling and Collins, 2005).

To implement appropriate measures to reduce erosion and sediment production (e.g Evrard et al., 2008), it is

essential to identify the dominant sediment sources and understand their dynamics.

Sediment fingerprinting techniques provide a direct method to identify and quantify sediment contributions from different sources (Collins and Walling, 2002). The technique is based on the direct comparison of sediment and source properties (Collins *et al.*, 2010; Walling *et al.*, 1993). A variety of properties have been used in sediment fingerprinting studies to discriminate between potential sources, including geochemical properties, sediment color, plant pollen, and fallout radionuclides (Brown, 1985; Martinez-Carreras *et al.*, 2010; Walling *et al.*, 2002). Fallout radionuclides, in particular caesium-137, effectively discriminate between surface and subsurface soils often regardless of other soil properties including catchment geology (Caitcheon *et al.*, 2012; Wallbrink *et al.*, 1996; Walling, 2005).

Caesium-137 (^{137}Cs) (half-life of 30 years) is an artificial radionuclide originating from two main sources in Western Europe: thermonuclear weapons testing (1950-1970s) and the Chernobyl accident. Fallout from the Fukushima accident (2011) was shown to be negligible in this region (Evrard *et al.*, 2012). ^{137}Cs is quickly and predominantly fixed to finer particles sizes and organic materials at the soil surface (He and Walling, 1996; Motha *et al.*, 2002; Wallbrink and Murray, 1996). In undisturbed soils, ^{137}Cs is concentrated near the soil surface (10 first cm) with the concentration decreasing exponentially with depth (Matisoff *et al.*, 2002). In cultivated soils, ^{137}Cs concentrations are homogenised by tillage in the ploughed layer (Chartin *et al.*, 2011; He and Walling, 1997; Matisoff *et al.*, 2002). Accordingly, sediment generated from subsoil erosion processes such as channel bank erosion will have low ^{137}Cs concentrations whereas sediment generated from surface soils will have elevated ^{137}Cs concentrations (e.g. Caitcheon *et al.*, 2012; Olley *et al.*, 2013). Through comparing the radionuclide concentrations of sediment derived from these potential sources, it is possible to determine whether sediment are derived from channel bank or surface sources.

Soil erosion processes result in the preferential mobilization and transfer of fine sediment particles (e.g. He and Walling, 1996). To reduce the impacts of grain size selectivity, several fingerprinting studies isolate a fine (<10 μm) (e.g. Laceby *et al.*, 2014) or a coarser particle size fraction (<63 μm) (Navratil *et al.*, 2012; Pulley *et al.*, 2015) to mitigate differences in the particle size distributions of source soil and sediment. To further reduce the grain size effect when tracing sediment with a coarser fraction, a standard correcting factor is applied (Collins *et al.*, (1996 - 1997)). This correction is based on the specific surface area (SSA) of sediment and relies on the assumption that a positive linear relationship exists between SSA and its concentration in the tracer property. Linear particle size correction factors may be useful when applied in studies where there is a narrow range of particle size differences between sources and sediment (Koiter *et al.*, 2013).

The potential of linear positive corrections has been demonstrated for various tracers, such as the radionuclides (He and Owens, 1995; He and Walling, 1996), phosphorus concentrations (e.g. Owens and Walling, 2002) and extractable metals (e.g. Horowitz and Elrick, 1987).

Although this particle size correction has been widely applied (e.g. Carter *et al.*, 2003; Collins *et al.*, 2001), there are acknowledged limitations (Koiter *et al.*, 2013; Smith and Blake, 2014). For example, Smith and Blake (2014) demonstrated that the most critical assumption which could have large effects on source apportionments, is the assumption of positive linearity between particle size and tracer concentration. Contrary to previous studies, they demonstrated that this relationship does not apply to all tracer properties and that the assumption of linearity must be routinely tested. Russell *et al.*, (2001), also demonstrated that the linear particle size correction relationship was inappropriate when there was a large difference in the SSA range between the different sources.

Given the potential errors associated with the SSA correction, several authors chose not to apply the correction factor (e.g. Martinez-Carreras *et al.*, 2010). As an

alternative to the SSA-derived correction, Sakaguchi et al., (2006) demonstrated the potential of Thorium (Th) normalization to correct for the grain size effect in sediment lake cores. Owing to its measurement in gamma spectrometry along with ^{137}Cs , there is a novel utility in the potential for Th to correct for grain size differences and reduce costly and time-consuming SSA measurements.

The objective of this current research is to identify the dominant sediment sources and their temporal variation in the Louroux catchment, France, a small agricultural catchment that is representative of the lowland drained landscapes of Western Europe. This investigation is based on the implementation of a novel fingerprinting technique to reduce the particle size effects between the sources and the sediment transported within the catchment. To determine the main source of sediment in the Louroux catchment, first we examine particle size effects and compare the impacts of Th and SSA corrections on sediment source ^{137}Cs concentrations. Second, we characterize the ^{137}Cs concentrations on surface and subsurface sources. Third, we determine the relative contribution of surface and subsurface sources with a distribution model for sediment sampled throughout an entire year, a sediment sample core collected in a pond at the outlet of the catchment and sediment sampled within the tile drain network.

3.2 | Materials and methods

3.2.1 Study site

The Louroux pond catchment (24 km²) is a small headwater agricultural basin located in the central part of the Loire River basin (France) (Fig. 3.1). The catchment is characterized by a flat topography (average slope 0.44% - altitude ranging from 94 to 129m). 78% of the catchment surface is occupied by arable land, 18% by

pasture and 4% by forest (Corine land cover, 2002). Climate is temperate oceanic with a mean annual rainfall of 684mm (between 1971-2000). The lithology consists of carbonates, detrital and loess deposits (Rasplus et al., 1982). Soils are classified as Epistagnic Luvic Cambisols which are predominantly hydromorphic and prone to surface crusting (Froger et al., 1994). This basin, like the majority of the great western agricultural plain in Europe, has undergone a global modernization of agricultural practices and land use changes. Two land consolidation schemes were implemented in the catchment after World War II (in 1954 and 1992). Stream networks were created or redesigned, and tile drains networks were installed to drain the hydromorphic soils.

The Louroux Pond located at the catchment outlet (52 ha) was created during Middle-Ages (1000 AD) (Fig. 3.1). Recent research indicated that a significant increase in soil erosion in the catchment that occurred during the last 60 years resulted in the accelerated sedimentation and the eutrophication of the pond (Foucher et al., in press). Over the last decade, the Louroux pond has received an average input of 2500 tons of terrigenous material (Foucher et al., in press).

3.2.2 Sampling

Soil and stream bank sampling

Surface soils and actively eroding bank samples were collected from January 2013 to February 2014. Sampling was restricted to cropland areas, as soil erosion was shown to be negligible under grassland in similar environments of Northwestern Europe (Cerdan et al., 2002; Evrard et al., 2010)

Surface sources were sampled by scraping the top 2 – 3 cm layer of soil with a plastic spatula in potentially eroding areas directly connected to the stream network. Subsurface samples (n=15) were sampled by

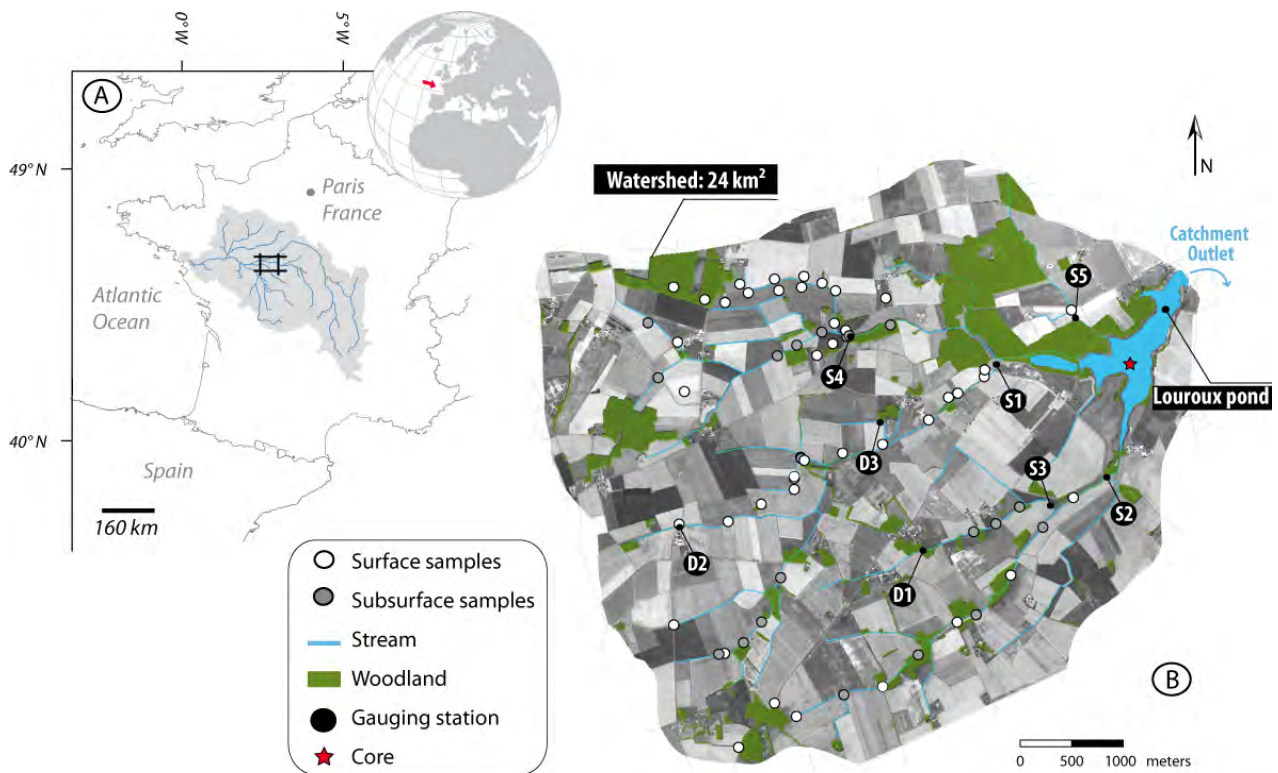


Fig. 3.1 (a) Location of the study site in the Loire River basin. (b) Louroux pond catchment with source sample locations and river monitoring sites (S1: Beaulieu River, S2: Grand Bray River, S3: Masnier River, S4: Picarderie River, S5: Conteraye River and D1-3: drain stations).

scraping a 2-3 cm layer of the actively eroding bank face.

In addition, sediment was collected in hillslopes during the rain by placing plastic bottles on the hillslope surface to sample sediment during the runoff events (n=3) and by collecting these after events along with the deposited sediment.

Suspended sediment sampling

Hydro-sedimentary parameters were continuously recorded at five automated monitoring sites installed in the Louroux (pond) catchment (Fig. 3.1). Water discharge was measured using a v-notch weir. Continuous suspended sediment was measured using a Ponsel® calibrated turbidity sensor. Twenty-four liters of river water were automatically collected according to the water level at each station during five flood events (n=21) and

once during the low-water period (n=4) to document the variability throughout the hydrological year in 2013-2014.

All individual samples for each station and for each flood were mixed to prepare composite samples. In addition to river monitoring sites, three stations were installed at tile drain outlets to characterize the properties of the material transiting through the drain networks and to determine if the drain properties are closer to the surface or the subsurface samples (Fig. 3.1). The top 10 cm of a 110 cm long core, collected in March 2013 in the central pond depression was divided into 3 subsamples in 3 cm increments to characterize the origin of sediment accumulated over the last 10 years at the catchment outlet (Fig. 3.1). The core was dated with fallout radionuclides (Foucher et al., in press).

3.2.3 Sample treatment and analysis

Suspended sediment concentrations of the composite samples were determined by weighing after filtration (40 microns acetate filters). Particle size analyses were performed on all suspended sediment samples as well as on randomly selected source samples (n=18) after removing carbonates and organic material with hydrogen peroxide. Particle size was analysed with laser granulometry (Malvern Mastersizer®) characterizing the textural parameters ranging between 0.01 and 3500 μm .

Randomly selected subsamples of subsurface (n=5) and surface sources (n=5) were sieved to determine radionuclide activities in different particle size fractions. Samples were mechanically sieved to 63 μm and 50 μm . The <20 μm fraction was then isolated by using the settling velocity relationship predicted by Stokes' Law. These analyses were used to calculate the difference between the bulk samples and the sieved samples and assess particle size impacts and the utility of the different corrections.

Suspended sediments collected during the flood events were flocculated using calcium hydroxide (CaOH_2), to recover and concentrate all radionuclides contained in the sample. For the measurement of radionuclides, ~80g of material were analysed for source samples and ~10g for sediment samples. Activities were determined by gamma spectrometry using low background coaxial N and P type GeHP detectors (Canberra/Ortec) available at the Laboratoire des Sciences du Climat (France) (Evrard *et al.*, 2011). Radionuclides activities were decay-corrected to the sampling date.

3.2.4 Particle size correction

To limit the bias potentially introduced by particle size difference between sources and sediment, a standard correcting factor used by Collins *et al.*, (1996 - 1997) was applied to radionuclide activities. This approach is

based on the ratio of the specific surface area (SSA) of each individual sediment sample, to the mean SSA of each source type, multiplied by the mean activity for each source.

The Th content correction was calculated by replacing the SSA values by radioelement normalized with the $\ln(\text{Th})$. This method is based on the ratio of radionuclide concentration normalized with the $\ln(\text{Th})$ of each individual samples, to the mean radionuclide concentration normalized with the $\ln(\text{Th})$ of each source type multiplied by the mean radionuclide concentration of each source. These corrections were applied to 7 banks and 10 surface soil samples to test the relationship between the corrected and measured ^{137}Cs values. Equations extrapolated for each source type for both correction techniques were then applied to the entire dataset. To check the applicability of these corrections, sediment samples were collected on hillslopes during different hydrological periods and the ^{137}Cs activities measured for these samples are compared to the corrected values.

3.2.5 Distribution modelling

Distribution modelling approaches have been recently applied to sediment tracing research analyzing fallout radionuclides and elemental geochemistry (Caitcheon *et al.*, 2012; Laceby and Olley, 2014; Olley *et al.*, 2013). This modelling approach incorporates distributions throughout the entire modelling framework including the relative contribution terms (i.e. not only source and instream components).

To determine the relative source contribution to in-stream sediment, it is assumed that the river samples represent a discrete mixture of sources with surface sources contributing x and subsurface sources contributing $1-x$. With the distribution modelling approach, x is modelled as a truncated normal distribution ($0 \leq x \leq 1$), with a mixture mean (μ_m) and standard deviation (σ_m). The modelled surface (A) and subsurface (B) source distributions are then modelled to estimate the relative source contributions (x) to in-stream sediment, where

$$Ax + B(1-x) = C \quad (\text{Eq.3.1})$$

where C is the in-stream sediment distribution and x is the surface source relative contribution to sediment modelled as a normal distribution (μ_m and σ_m). Normal distributions were modelled for source and sediment distributions as Laceby and Olley (2014) demonstrated that they resulted in more accurate modelling results than using Student's t distributions. Sediment collected from the gauging stations, the core sample from the Louroux Pond, suspended sediment samples collected over the hydrological year and sediment obtained from the tile drains were all individually modelled in Eq. 3.1 as C . Further distributions were modelled for a grouping of each of the flood events and each of the monitoring stations as C in Eq. 3.1.

The model was optimized with the Optquest algorithm in Oracle's Crystal Ball software. For more details on the modelling approach, refer to Laceby and Olley, (2014). In Optquest, the μ_m and σ_m were varied repeatedly to determine the optimal surface source contribution (x) with 2500 Latin hypercube samples drawn from the normal distributions derived from the sediment and source samples. This process of determining the optimal surface contribution was simulated 2500 more times. The median surface contribution to in-stream sediments from these additional 2500 simulations is reported.

The uncertainty for each proportional sources contribution is calculated by summing the modelled standard deviation of the mixture mean (σ_m) with the median absolute deviation (MAD) of this modelled standard deviation for the additional 2500 model simulations and the MAD of the individual sources median proportional contribution again for the additional 2500 simulations. This uncertainty combines the actual standard deviation modelled for each source contribution with the MAD of this standard deviation and the MAD of the actual source contribution for the additional 2500 simulations.

3.3 | Results

Grain size effect correction

Particle size analyses highlights high differences between the d50 of the surface ($32.2 \pm 7 \mu\text{m}$) / subsurface sources ($38.5 \pm 8 \mu\text{m}$) compared to the in-stream sediment ($6.2 \pm 2 \mu\text{m}$). A significant particle size effect may therefore prevent the direct comparison between bulk sources and sediment samples. To test the impact of this particle size effect on radionuclide activities, several source samples were fractionated. The results from five soil samples highlight an enrichment factor of 3 between the bulk and the $<20\mu\text{m}$ particle size fraction for the soil samples (Fig. 3.2).

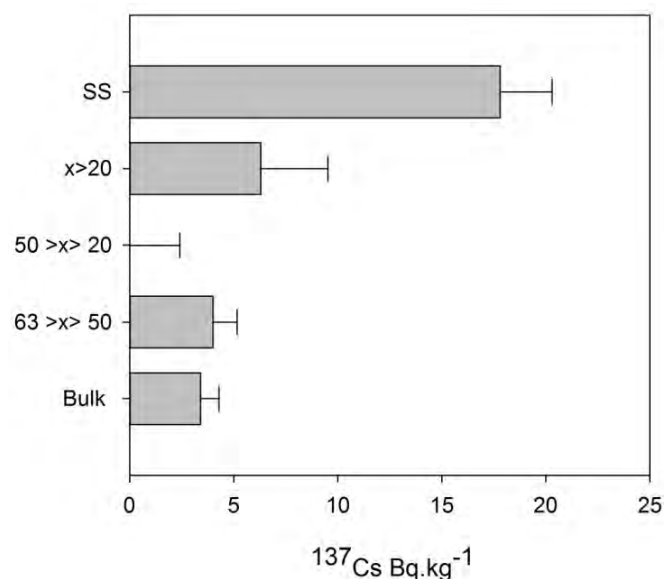


Fig. 3.2 ^{137}Cs concentration in different particle size fractions (bulk soil and fractions ranging between 63-50 μm , 50-20 μm , <20 μm) and suspended sediment (SS).

There is an 80% difference between the bulk and sediment particle size and it can therefore impact the modelling results. When sieving to 63 μm , this difference is reduced to 77% and even to 64% when sieving to 20

µm. Even sieving to <20µm does not allow for a direct comparison between the sources to the suspended sediment without a particle effect between both sources. This particle size effect is plotted in Fig. 3.3 demonstrating clearly how sediment samples collected during the flood events are distinctly separated from the potential sources. To address this particle size effect and allow for comparison between sources and sediment samples, both source activities were corrected with two distinct particle size proxies.

The applicability of the SSA particle size correction is demonstrated by a strong linear relationship between the corrected values and measured ¹³⁷Cs activities in the soil (r²=0.89) and bank samples (r²=0.94) (Fig. 3.4). The Th particle size correction, based on ln(Th) normalization, also had a strong exponential relationship for the bank samples (r²=0.98) and surface soil samples (r²=0.96). Both corrections have a similar relationship

for the subsurface samples. In contrast, the relationship obtained for the surface samples seems to be clearly different. The ¹³⁷Cs activities after the SSA correction range between 3.2 and 20 Bq.kg⁻¹ whereas the ¹³⁷Cs activities after the Th normalization range between 1 and 30 Bq.kg⁻¹ (for soil samples). The mean values are comparable for both correction approaches, i.e. 9.3 and 10.2 Bq.kg⁻¹ (respectively for the SSA and Th correction) but the outlier values are more important for the Th correction.

The correction factors have been extrapolated to the whole data set using the equations describing the relationships in both plots for the surface and the subsurface samples in Fig. 3.5.

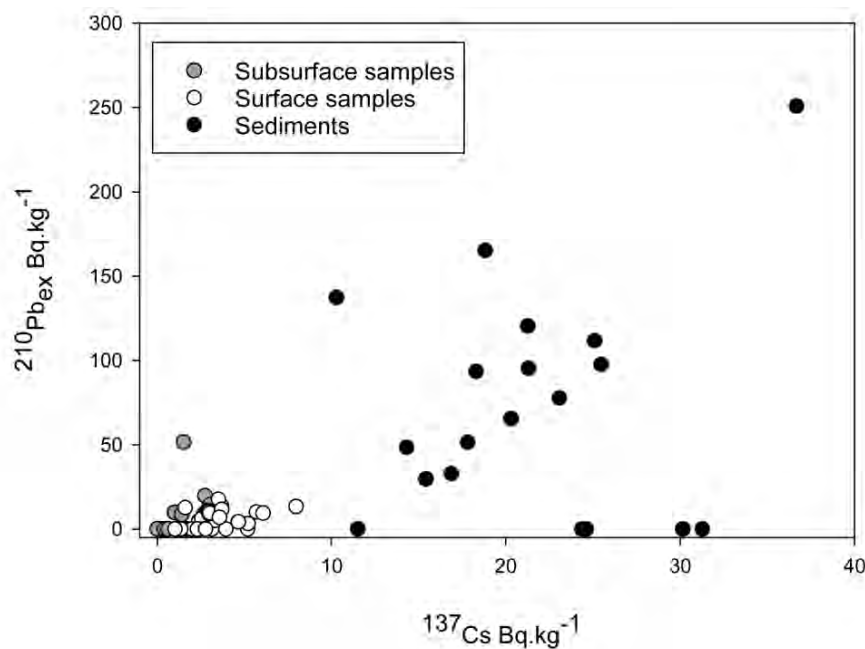


Fig. 3.3 Relationship between ²¹⁰Pb_{ex}, ¹³⁷Cs surface - subsurface source and in-stream sediments.

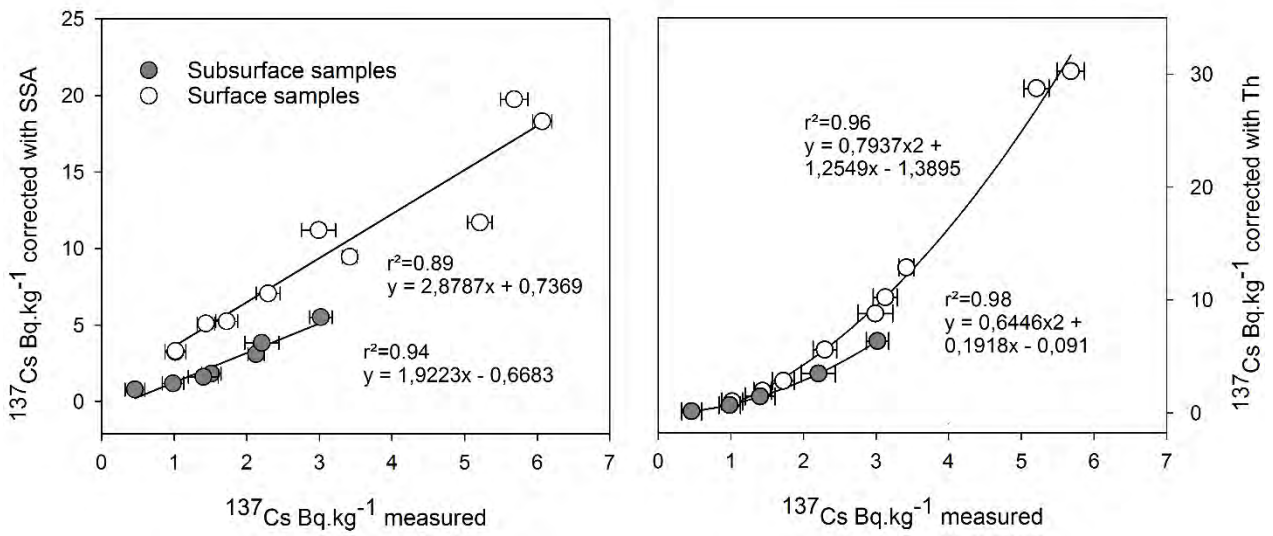


Fig. 3.4 Relationship between measured and corrected ^{137}Cs activities for the surface and subsurface samples using the SSA (left) and the Th correcting factors (right). Error bars represent analytical uncertainties on radionuclide activities (1 sigma).

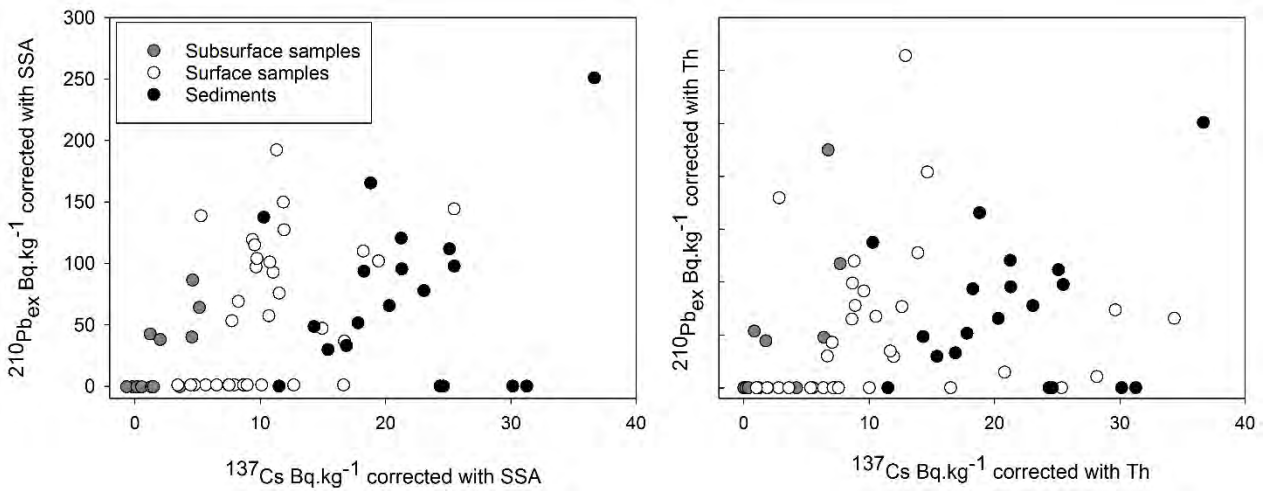


Fig. 3.5 Relationship between $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, ^{137}Cs surface - subsurface source and in-stream sediments after particle size correction with SSA and Th.

The corrected data are plotted with $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in Fig. 3.5. After the correction the data ranged between the two potential sources. With the SSA correction, 4 sediment samples remain outside the source range, whereas with the Th correction only 1 sample plots outside the source range.

^{137}Cs concentration in source samples

Activities in the samples collected from actively eroding stream banks range between 0 ± 0.3 and 3.1 ± 0.2 Bq.kg^{-1} with an average of 1.2 ± 0.2 Bq.kg^{-1} . Soil surface activities range between 1 ± 0.1 and 7.9 ± 0.2 Bq.kg^{-1} with an average of 3.2 ± 0.2 Bq.kg^{-1} . After the SSA correction, the subsurface sample activities range between -0.7 and 5.1 Bq.kg^{-1} (average concentration of 1.7 Bq.kg^{-1}). These sample activities, after the Th correction, range between 0 and 6.5 Bq.kg^{-1} (average concentration of 1.8 Bq.kg^{-1}). The surface sample concentrations are more variable, with a concentration ranging between 3.7 and 23.8 Bq.kg^{-1} (mean 10 Bq.kg^{-1}) with the SSA correction and between 0.8 and 35.5 Bq.kg^{-1} (mean 11.2 Bq.kg^{-1}) after the Th correction. Relevant statistics of ^{137}Cs concentrations are summarized in Table 3.1 for the potential sources and the different correcting factors.

Normal distribution for surface and subsurface sources with both approaches to the particle size corrections

are plotted in Fig. 3.6. The source samples used to construct these curves are plotted in rank order. The source distribution areas overlap by 25% with the SSA correction and 62% with the Th correction. For the Th correction the curves overlap extensively. These distributions have been used to model the proportion of the potential sources of the suspended sediment, core samples, and tile drains.

^{137}Cs concentration in sediments samples

Activities of ^{137}Cs for the 23 sediment samples collected over the hydrological year range between 6.1 ± 1 and 36.7 ± 4.7 Bq.kg^{-1} with an average activity of 18.4 ± 3.4 Bq.kg^{-1} . The highest ^{137}Cs activity have been recorded at the Masnier (station 3) and Grand Bray rivers (station 2) with average ^{137}Cs activity of 19 ± 4.9 and 22.4 ± 4.3 Bq.kg^{-1} respectively. For the other stations, the activity had a very close average (respectively of 17.7 ± 3.6 , 16.7 ± 2 and 15.5 ± 2.1 Bq.kg^{-1} for the station 1, 4 and 5). The flood event on 29 January, 2014 had the highest activity of all floods, with an average activity of 24.7 ± 2.8 Bq.kg^{-1} followed by the flood of 4 April 2014 (19.8 ± 7.3 Bq.kg^{-1}). The two floods sampled on 29 December 2013 and 13 February 2014 present similar values ranging respectively between 17.1 ± 1.1 and 17 ± 4.3 Bq.kg^{-1} . Samples collected during the low-flow periods are characterized by low ^{137}Cs concentra-

Statistic	Subsoil			Surface		
	<i>m</i>	<i>Ssa</i>	<i>Th</i>	<i>m</i>	<i>Ssa</i>	<i>Th</i>
Mean	1.3	1.7	1.8	3.2	10.0	11.2
Standard deviation	1.0	1.9	2.2	1.4	4.2	8.3
Median	1.0	1.3	0.9	2.9	9.3	9.3
Minimum	0.0	-0.7	0.0	1.0	3.7	0.8
Maximum	3.1	5.1	6.5	7.9	23.8	35.5

Table 3.1 Statistic description of ^{137}Cs concentration (Bq.kg^{-1}) of the potential sources with the different correction techniques (*m*: measured values, *SSA*: surface specific correction and *Th*: Thorium correction)

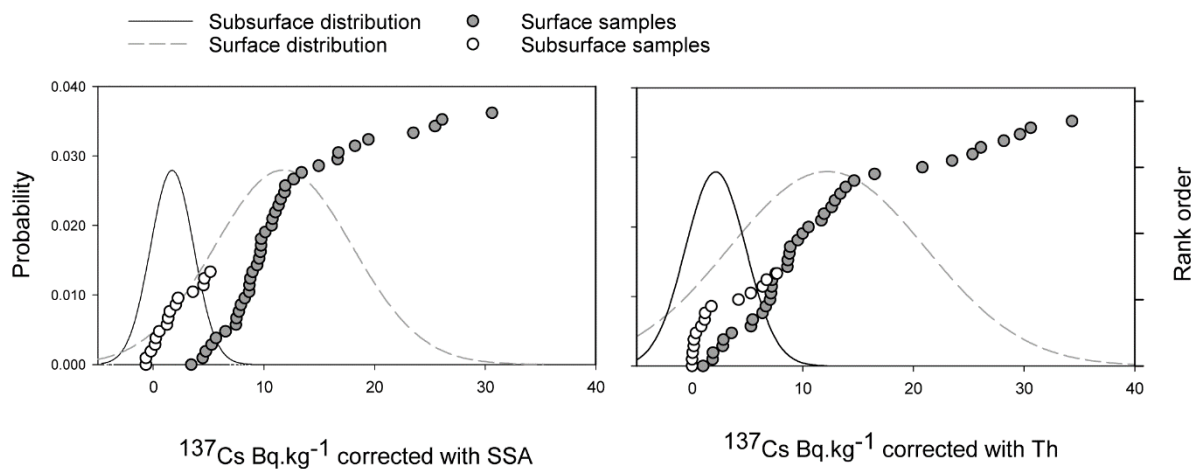


Fig. 3.6 Probability plot from the samples collected to characterize surface and subsurface samples with the SSA and Th grain size corrections.

tion ($6.9 \pm 0.8 \text{ Bq.kg}^{-1}$ on 10 September 2013 and $13.9 \pm 12.3 \text{ Bq.kg}^{-1}$ on 30 April 2014). The sediments collected at the tile drain outlets ($n=5$) are characterized by the presence of high ^{137}Cs activities with an average value of $23.4 \pm 4 \text{ Bq.kg}^{-1}$ (ranging between 8.6 ± 0.3 and $30.6 \pm 0.5 \text{ Bq.kg}^{-1}$) indicative of elevated surface source contributions. As shown in Fig. 3.5, high concentrations of ^{137}Cs in the sediment samples mainly plot within the concentration range of surface sources. Relevant statistics of ^{137}Cs concentrations are provided in table 3.2 for all sediment samples.

Over the last ten year period (2003-2013) the ^{137}Cs activity of material accumulated in the pond ranged between $10.9 \pm 0.7 \text{ Bq.kg}^{-1}$ and $11.9 \pm 0.7 \text{ Bq.kg}^{-1}$ with an average activity in the upper 10cm of the core of $11.4 \pm 0.5 \text{ Bq.kg}^{-1}$. These values plot clearly within the surface source.

Modelling Results – source identification

When all sediment samples from the monitoring stations are grouped together (C in Eq. 3.1), the modelling results for both corrections indicate that sediment transported in the Louroux catchment are almost entirely originated from surface sources (99% $\pm 1.2\%$ with the SSA and 94% $\pm 1.5\%$ with the Th correction).

At each of the individual monitoring stations, sediment collected during the study plots clearly within the surface source distribution with a contribution (Fig. 3.7) with a mean modelled surface contribution for all monitoring stations of 99% ($\sigma 0.5\%$) with the SSA correction. The results with the Th correction are comparable with a mean modelled surface contribution of 98% ($\sigma 1.9\%$). The mean difference between surface source contributions with the SSA and Th corrections modelled for all monitoring station was 1.2% ($\sigma 1.6\%$). Table 3.3 lists all of the modelling results.

To further examine sediment sources in this catchment, the different events sampled were modelled separately. Sediment samples collected during flood events have elevated ^{137}Cs concentrations (suspended sediment samples (SSE2-6 in Fig. 3.8).

These high activities indicate a major contribution of surface material during the flood events. During these events, surface sources were modelled to contribute 99% ($\sigma 0.4\%$) with the SSA correction and 99% ($\sigma 0.5\%$) with the Th correction. Samples collected during a low flow event had a ^{137}Cs signature clearly lower than during the flood conditions representative of a more homogeneous mixture of surface and subsurface sources (SSE1).

	Date	¹³⁷ Cs	σ
Station 1	09/09/2013	8.6	0.7
	30/12/2013	21.3	4.2
	29/01/2014	20.3	1.6
	13/02/2014	16.9	0.8
	04/04/2014	10.3	3.2
Station 2	09/09/2013	6.0	0.6
	30/12/2013	24.6	4.4
	29/01/2014	18.3	2.1
	13/02/2014	17.8	1.0
Station 3	30/12/2013	6.3	2.4
	29/01/2014	25.1	3.1
	13/02/2014	14.3	0.9
	04/04/2014	30.2	13.2
Station 4	30/04/2014	0.0	17.3
	09/09/2013	7.1	1.1
	30/12/2013	11.5	5.1
	29/01/2014	23.1	2.4
	13/02/2014	15.4	0.8
Station 5	30/04/2014	31.3	8.6
	09/09/2013	6.1	1.0
	30/12/2013	25.5	5.3
	29/01/2014	36.7	4.7
	13/02/2014	21.3	1.8
D1	04/04/2014	18.8	5.4
	30/04/2014	24.4	7.7
	30/12/2013	13.4	2.3
D2	29/01/2014	23.5	4.1
	16/01/2013	8.6	0.3
D3	30/12/2013	30.6	7.5
	29/01/2014	26.1	2.3

Table 3.2 Statistic description of ¹³⁷Cs concentration measured (Bq.kg⁻¹) for the in-stream and drain samples at each monitoring station during flood events

During the low flow period, the sediment distribution plotted closer to the subsurface source distribution (Fig. 3.8). Surface sources were modelled to contribute 49% (+/- 3.5%) with the SSA correction compared to 40% (+/- 2.1%) for the Th correction. Although there was a 9% difference between the modelled results with the SSA and Th corrections for the low flow event, the mean difference between the modelled surface source contributions for all events sampled was only 2% (σ

3%). The mean ¹³⁷Cs values of sediment collected at the drain outlet (23.4 ± 4 Bq.kg⁻¹) was higher than the mean of sediments collected during the floods (18.4 ± 3.4 Bq.kg⁻¹). Sediment exported from the drain network was modelled to originate predominantly from surface sources (99% +/-2.5%) for both corrections) (Fig. 3.9) with no difference between the two corrections. This indicates that these drain networks potentially facilitate the transfer of surface soils and should be treated like a surface source in these catchments. Indeed the sediment sampled in the drainage network had ¹³⁷Cs concentrations that were higher than the corrected surface sources concentrations (Fig. 3.7 and 3.8).

Modelling results indicate that sediment from the core sample are mainly derived from surface with a contribution of 99% (+/-1.5%) with the SSA correction compared to 97% (+/-6.7%) with the Th correction, or a difference of 1.8% between the two models (Fig. 3.9).

Type	Surface contribution (%) and standard error (%)			
	SSA		Th	
Average sample	99	± 2	94	± 1.5
Sediment Core	99	± 1.5	97	± 6.7
Drain sediment	99	± 2	99	± 2.5
Station 1	99	± 1	96	± 2
Station 2	98	± 1.6	95	± 1.5
Station 3	99	± 1	99	± 1
Station 4	99	± 1.2	99	± 1
Station 5	99	± 1.1	99	± 1.2
SSE1- 09 sep 13	49	± 3.5	40	± 2
SSE2- 30 dec 13	98	± 1	99	± 1.4
SSE3- 29 jan 14	99	± 1	99	± 1
SSE4- 13 feb 14	99	± 2	98	± 1.5
SSE5- 04 apr 14	99	± 1	99	± 2
SSE6- 30 apr 14	98	± 1.5	99	± 3

Table 3.3 Details of modeling results for surface and subsurface contributions.

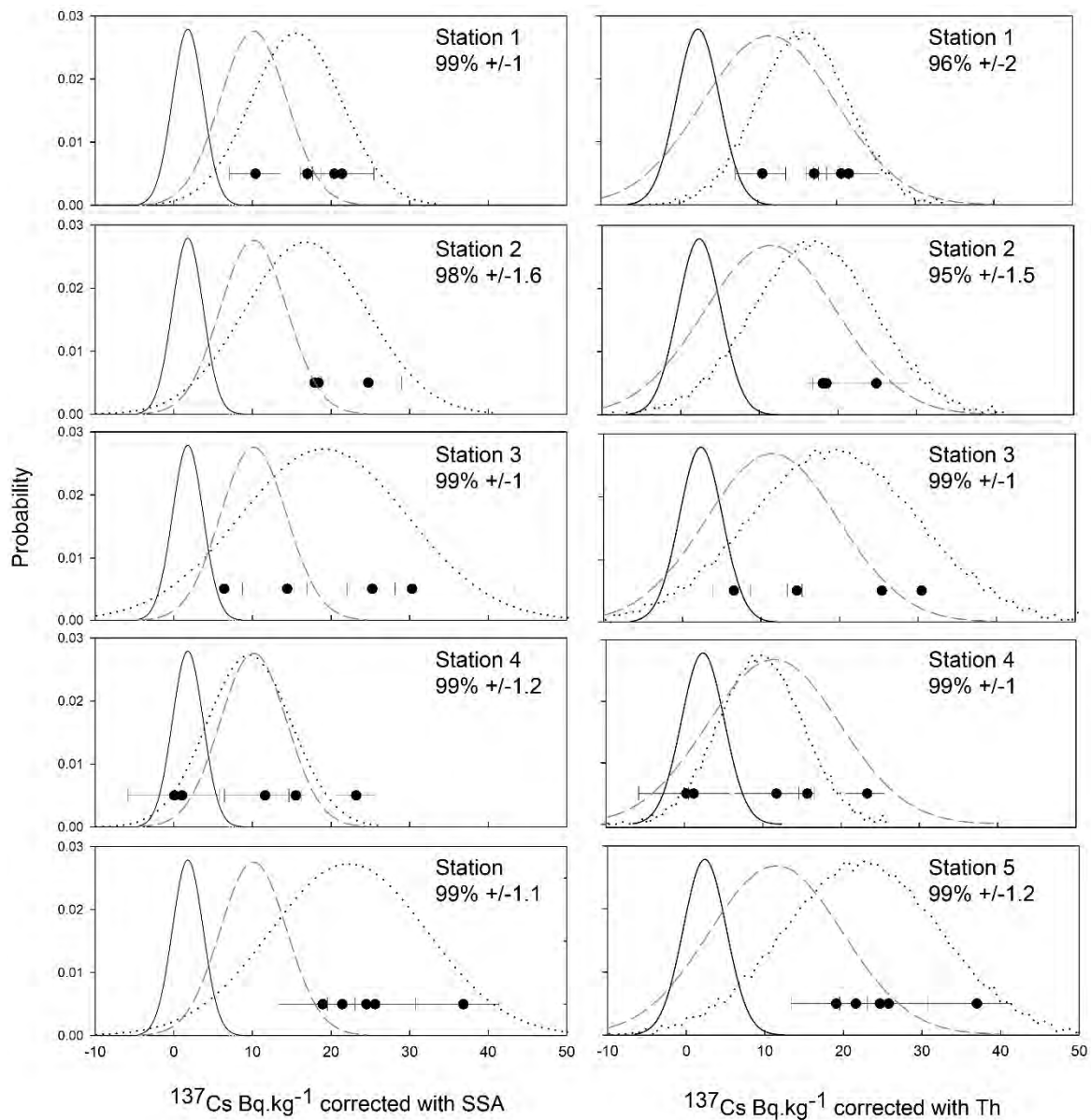


Fig. 3.7 Probability plots for ^{137}Cs activity concentrations from sediment samples (black circles) collected from the monitoring sites. In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from each of the monitoring stations.

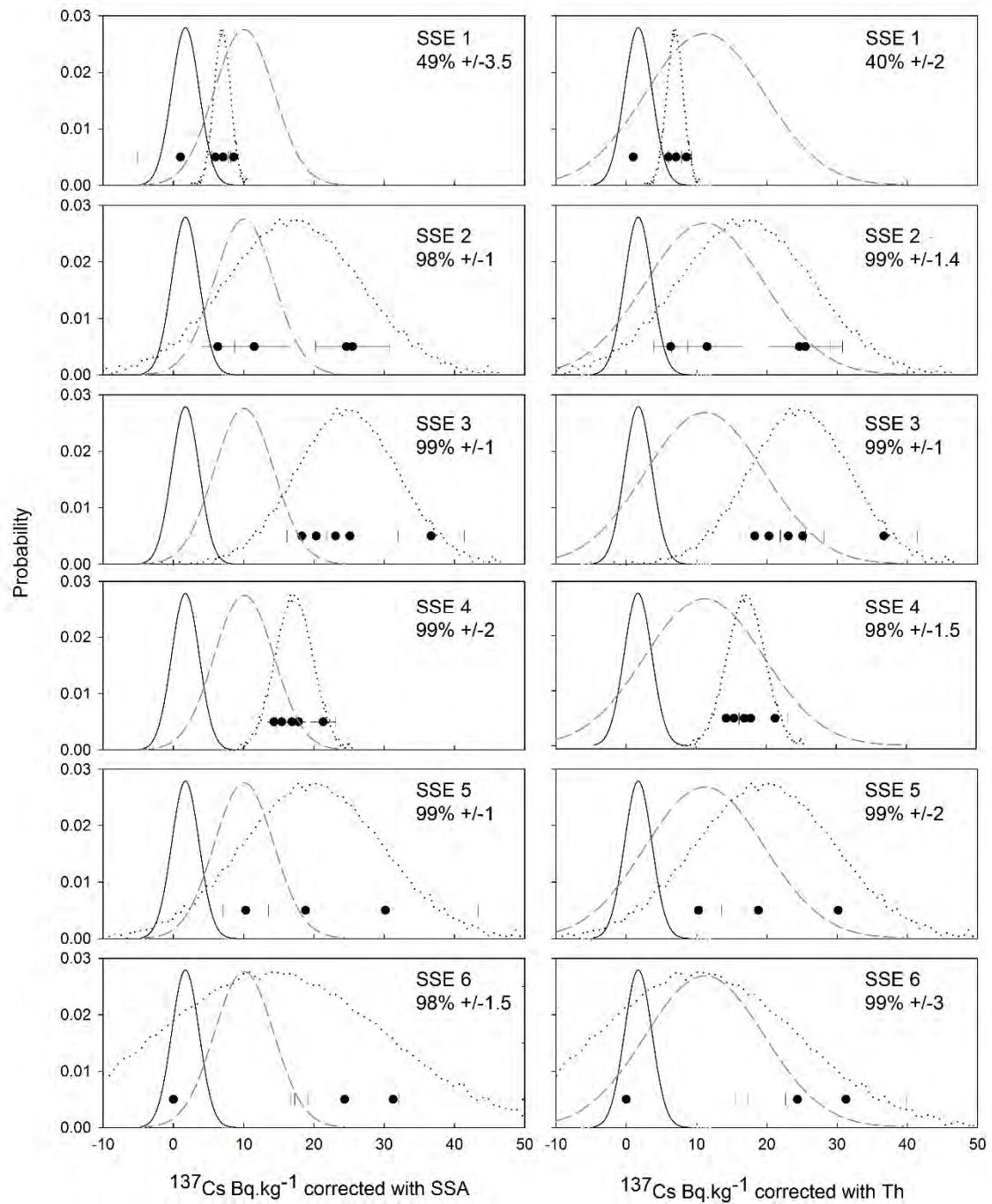


Fig. 3.8 Probability plots for ^{137}Cs activity concentrations from sediment samples (black circles) collected during the 6 sampling survey (SSE1: 09 Sept 2013 – SSE2: 30 Dec 2013- SSE3: 29 Jan 2014 - SSE4: 13 Feb 2014 – SSE5: 4 Apr 2014 – SSE6 : 30 Apr 2014). In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from each event sampled.

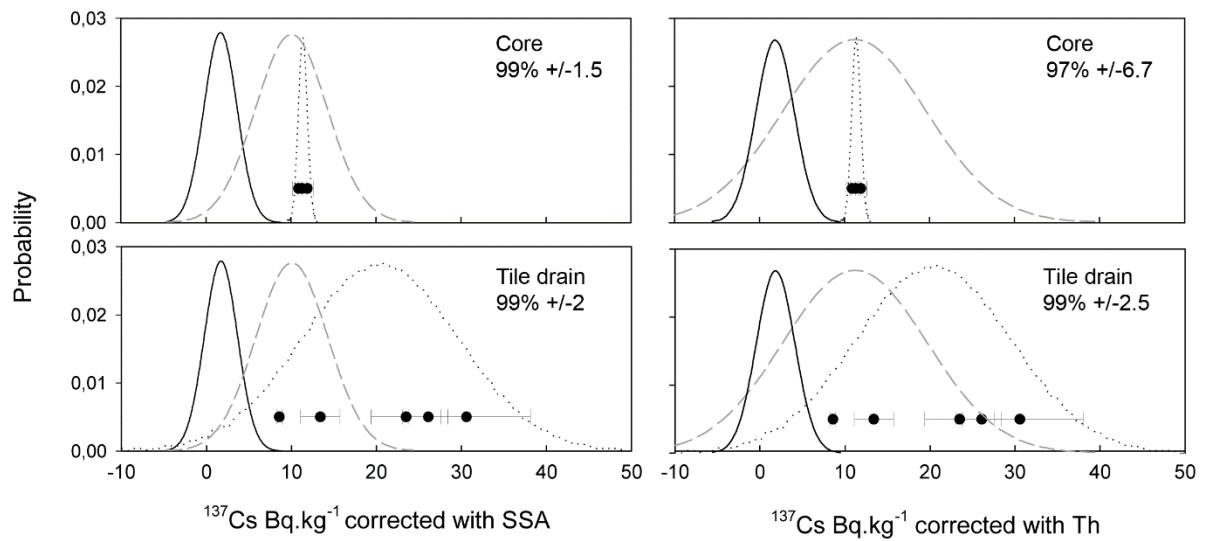


Fig. 3.9 Probability plots for ^{137}Cs activity concentrations from core and tile drain samples (black circles). In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from Core and Tiles drains were noted.

3.4 | Discussion

In this study, both SSA and Th corrections reduced the particle size effects. Previous research also reported linear relationships between ^{137}Cs and SSA (e.g Bihari and Dezső, 2008; He and Walling, 1996). In our analyses, the SSA measured for both sources were similar (average SSA for subsurface: $340 \text{ m}^2.\text{kg}^{-1}$, surface: $390 \text{ m}^2.\text{kg}^{-1}$) and the significant difference between sediments and source SSA is potentially indicative of particle size selectivity occurring during sediment mobilization and transport. This particle selectivity is notably highlighted by the important particle size differences observed between sources and sediment. The application of both particle size correction factors in this study clearly improved the relationship between sediments and their potential sources. When examining all modelling results, there was only a mean difference of 1.2% (σ 1.6%) indicating both particle size correction approaches provided similar results in this catchment with

the exception of the low flow sediment sample (SSE1). The main difference observed between the Th and SSA corrections could be attributed to the fact that the application of the Th correction allows a broader range of values after the correction than the SSA approach. Nevertheless, the high values for the surface sources obtained with the Th correction do not seem to be outliers as the drain samples have higher ^{137}Cs activity. The simulation with both methods could be improved by collecting additional sediment and source samples covering a wider range of ^{137}Cs activities. The modelling results from sediment samples taken over the entire hydrological year (2013/2014) and from the sediment core clearly support the position that surface sources dominate the supply of sediment in the Louroux Pond Catchment (μ 97% 6.7 % for the sediments and $99 \pm 1.5\%$ for the last ten years for the sediment core). Results were in agreement with the review of Walling, (2005) on sediment sources in British rivers that indicated surface sources dominate the supply of

sediment in all catchments, accounting for between 60 to 96% of the sediment yields, with 85-95% being typical. Further, the author indicates that surface sources appear to be more dominant in lowland catchments, particularly the smaller catchments, where land use activities may be more consequential thereby increasing sediment mobilisation from surface sources.

The sediment exported by the field drains is characterized by higher ^{137}Cs activities than the soil samples. These high values are interesting as ^{137}Cs activity concentrations are expected to decrease below the plough depth in cultivated soil (He and Walling, 1997) and are nearly undetectable in subsurface soil (Matisoff *et al.*, 2002). One possibility could be that there has been ^{137}Cs migration down in the soil profile in our catchment. Accordingly to previous studies (Chapman *et al.*, 2005; Sogon *et al.*, 1999; Walling *et al.*, 2002) macropores are the probable link between the topsoil with the high ^{137}Cs activities, the mole drain, drain backfill, and ultimately, the drains. These macropores can be induced by the soil properties, the agricultural soil works or again the vegetal activities (Oygarden *et al.*, 1997) and can be a preferential pathway of sediment originating from the topsoil and marked with ^{137}Cs (Jagercikova *et al.*, 2014). This direct pathway offers the best explanation for the rapid sediment transport observed in Chapman *et al.*, (2005) and potentially the high ^{137}Cs activities observed in sediment sampled in the drains in this study.

Another explanation is that eroded surface material is being exported through the drainage network. Similarly to Walling *et al.*, (2002), the sediment samples from the field drains in the Louroux catchment have higher ^{137}Cs activities than the soil samples. This radionuclide enrichment at the drain outlet has also been described by Sogon, (1999) as a preferential particle size selection in the upper soil and a migration of the finer particle through the tile drain in runoff events. Sediment exported through the drain network during discharge is most likely originated from the ploughed horizon and characterized by similar ^{137}Cs properties as surface soil samples. ^{137}Cs activities cannot be consequently used

to make discrimination between three sources: the soil, the drain and channel erosion.

There are limited analyses of sediment contributions from drains available in France (Penven and Muxart, 1995; Penven *et al.*, 2001; Sogon *et al.*, 1999), though research from other countries demonstrated that drains provide a significant contribution to the sediment export. In several studies conducted in UK, drain networks were clearly an important source to sediment yields accounting for between 27 and 55% of sediment exported (Russell *et al.*, 2001; Walling *et al.*, 2002). Furthermore, Foster *et al.*, (2003) demonstrated the importance of the drain network as a sediment source in a lowland agricultural catchment with an average contribution >50%. At the global scale the drain contribution is likely to reach a similar order of magnitude. For instance, Macrae *et al.*, (2007) estimated that 42% of annual hydrological discharge is originated from drainage tiles in a Canadian agricultural catchment. According to King *et al.*, (2014), this hydrological pathway is under-studied in agricultural basins. More research is required to determine whether ^{137}Cs has migrated down through the soil profile in this region or whether these tile drains simply act as conduit for surface soils to quickly be transported to the stream network during runoff events. Future research could be important to quantify the contribution of field drains in providing a high level of connectivity between surface sources and the stream network.

For bank erosion, a previous study on the Louroux pond catchment indicated that bank erosion contributes between 27 and 30% of the total sediment load for the last ten years (Foucher *et al.*, submitted). Although the results obtained with the tracing approach were different than the values of the previous study, they nevertheless confirm the significance of surface source erosion in this catchment. The difference between these results could be explained by the methods used, in particular the previous study estimated long-term bank erosion by comparing historical map vs. LiDAR data.

At the global scale, previous sediment fingerprinting studies demonstrated that subsurface contribution to sediment yields varied among catchments depending on several parameters such as morphology and land use. Data compiled by Walling and Collins, (2005) indicate that generally bank erosion can contribute between 5 and 15% of sediment exported in British rivers but in some study this contribution can exceed 40%. In the review of Haddadchi *et al.*, (2013) channel-subsurface erosion provides typically between 15 to 30% of suspended sediment load. In Australian catchments, it is not uncommon for subsurface sources to contribute more than 90% of the sediment load (Caitcheon *et al.*, 2012; Laceby, 2012; Olley *et al.*, 2013). Our results remain in agreement with European studies with an average riverbank contribution ranging between 11 to 32% for the last decade.

In the Louroux catchment, the majority of the sediments are exported during the flood events. Modelling results indicate the dominance of the surface sources during these events whereas samples collected during the lower flow periods have an increased proportion of sediments derived from subsurface sources. The volume of water and sediment exported during the low flow events is often insignificant when comparing to the volume of sediment often exported during flood events, though more research is required to define the relative proportion of both sources during the entire hydrological year, to overcome limitations of point-based sampling and to determine the relevance of the results over multiple hydrological years.

3.5 | Conclusion

This study has highlighted the potential of Th as a particle size correction factor. The application of this correcting factor produced similar results as the SSA correction. There remains, however, more experimentation required to test the validity of this approach to particle size correction in various environments, particularly catchments with heterogenous geologies where

Th may be a significant discriminator between different spatial sediment sources.

Modelling results indicate that sediment transported during the flood events in the Louroux catchment are almost entirely originated from the surface source regardless the correcting factor employed (mean modelled surface contribution for SSA correction = 99% (σ 0.4%) and Th correction = 99% (σ 0.5%)). During these events, two pathways can mobilize this surface source: the sheet and rill erosion associated with the runoff events and the sediment exported from the drain network which was modelled to originate predominantly from surface sources (99% +/-2.5%). During the low flow period, modelling results correspond to a more homogenous mixture between surface and subsurface sources with dominance of subsurface source ranging between 51% (+/- 3.5%) and 60% (+/- 2.1%) (for the SSA and Th corrections). Over the last 10 years, surface sources dominated the supply of sediment for both corrections in the pond (between 99% (+/-1.5%) and 97% (+/-1.5%)). Accordingly, management of deleterious sediments that transfer contaminants and accumulate within the Louroux Pond should focus on best practices for managing surface sources during significant flow events, and subsurface sources during low flow conditions. In particular, future research should examine the efficacy of drainage networks for connecting sediments from surface sources directly to the stream network. Indeed managing sediment transferred through these drainage networks may provide an effective approach to reducing suspended sediment loads in similar lowland agricultural catchments.

Acknowledgements: The authors thank Xavier Bourrain and Jean-Noël Gautier for their advice and technical support. The help of Aurelia Mathieu, Jean-Paul Bakyono and Rosalie Vandromme for soil and sediment collection are gratefully acknowledged. The Drastic and TrackSed projects were financially supported by the water agency Agence de l'Eau Loire Bretagne (Loire-Brittany Water Agency).

Références chapitre 3

- Ahn, Y., Nakamura, F., Mizugaki, S., 2008. Hydrology, suspended sediment dynamics and nutrient loading in Lake Takkobu, a degrading lake ecosystem in Kushiro Mire, northern Japan. *Environmental Monitoring and Assessment*, 145, pp. 267-281.
- Ayrault, S., Le Pape, P., Evrard, O., Priadi, C.R., Quantin, C., Bonté, P., Roy-Barman, M., 2014. Remanence of lead pollution in an urban river system: a multi-scale temporal and spatial study in the Seine River basin, France. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(6), 4134-4148.
- Bakker, M.M., Govers, G., van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M., 2008. The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology*, 98(3-4), pp 213–226.
- Berger, G., Kaechele, H., Pfeffer, H., 2006. The greening of the European common agricultural policy by linking the European-wide obligation of set-aside with voluntary agri-environmental measures on a regional scale. *Environmental Science & Policy* 9(6), pp 509-524.
- Bihari, Á., Dezső, Z., 2008. Examination of the effect of particle size on the radionuclide content of soils. *Journal of Environmental Radioactivity*, 99, pp. 1083–1089.
- Boardman, J., Poesen, J., 2006. Soil erosion in Europe: major processes, causes and consequences. In: J.Boardman and J. Poesen (Editors), *Soil erosion in Europe*. Wiley, Chichester. pp. 479-489.
- Brown, A., 1985. The potential use of pollen in the identification of suspended sediment sources. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 27 - 32.
- Caitcheon, G.G., Olley, J.M., Pantus, F., Hancock, G., Leslie, C., 2012. The dominant erosion processes supplying fine sediment to three major rivers in tropical Australia, the Daly (NT), Mitchell (Qld) and Flinders (Qld) Rivers. *Geomorphology*, 151-152(No), pp 188-195.
- Carter, J., Owens, P.N., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 2003. Fingerprinting suspended sediment sources in a large urban river system. *Science of The Total Environment*, 314-316(0), pp. 513-534.
- Cerdan, O., Bissonnais, Y.L., Souchère, V., Martin, P., Lecomte, V., 2002. Sediment concentration in inter-rill flow: interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(2), pp. 193-205.
- Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot,

- D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*, 122(1-2), 167-177.
- Chapman, A.S., Foster, I.D.L., Lees, J.A., Hodgkinson, R.A., 2005. Sediment delivery from agricultural land to rivers via subsurface drainage. *Hydrological Processes*, 19(15), pp 2875-2897.
- Chartin, C., Evrard, O., Salvador-Blanes, S., Hirschberger, F., Van Oost, K., Lefèvre, I., Daroussin, J., Macaire, J.-J., 2011. Quantifying and modelling the impact of land consolidation and field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954-2009). *CATENA*, 110(0), 184-195.
- Collins, A., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 1996. Composite fingerprinting of the spatial source of fluvial suspended sediment: a case study of the Exe and Severn river basins, United Kingdom. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2(2), pp. 41-53.
- Collins, A.L., Walling, D.E., 2002. Selecting fingerprint properties for discriminating potential suspended sediment sources in river basins. *Journal of Hydrology*, 261, 218 - 244.
- Collins, A.L., Walling, D.E., Sickingabula, H.M., Leeks, G.J.L., 2001. Suspended sediment source fingerprinting in a small tropical catchment and some management implications. *Applied Geography*, 21(4), pp. 387-412.
- Collins, A.L., Zhang, Y., Walling, D.E., Grenfell, S.E., Smith, P., 2010. Tracing sediment loss from eroding farm tracks using a geochemical fingerprinting procedure combining local and genetic algorithm optimisation. *Science of The Total Environment*, 408(22), pp 5461-5471.
- Corine land cover, 2002. EEA-ETC/TE. 2002. CORINE land cover update. I&CLC2000 project. Technical guidelines, <http://terrestrial.eionet.eu.int>.
- Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), pp. 147-168.
- Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Science of The Total Environment*, 433(0), 189-197.
- Evrard, O., Chartin, C., Onda, Y., Lepage, H., Cerdan, O., Lefevre, I., Ayrault, S., 2014. Renewed soil erosion and remobilisation of radioactive sediment in Fukushima coastal rivers after the 2013 typhoons. *Sci. Rep.*, 4.
- Evrard, O., Navratil, O., Ayrault, S., Ahmadi, M., Némery, J., Legout, C., Lefèvre, I., Poirel, A., Bonté, P., Esteves, M., 2011. Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1072-1089.
- Evrard, O., Nord, G., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Bonté, P., 2010. Modelling the impact of land use change and rainfall seasonality on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 138(1-2), pp. 83-94.
- Evrard, O., Van Beek, P., Gateuille, D., Pont, V., Lefèvre, I., Lansard, B., Bonté, P., 2012. Evidence of the radioactive fallout in France due to the Fukushima nuclear accident. *Journal of Environmental Radioactivity*, 114(0), 54-60.
- Evrard, O., Vandaele, K., van Wesemael, B., Biielders, C.L., 2008. A grassed waterway and earthen dams to control muddy floods from a cultivated catchment of the Belgian loess belt. *Geomorphology*, 100(34), 419-428.
- Foster, I.D.L., Chapman, A.S., Hodgkinson, R.M., Jones, A.R., Lees, J.A., Turner, S.E., Scott, M., 2003. Changing suspended sediment and particulate phosphorus loads and pathways in underdrained lowland agricultural catchments; Herefordshire and Worcestershire, U.K. *Hydrobiologia*, 494(1), 119-126.
- Foster, I.D.L., Walling, D.E., 1994. Using reservoir deposits to reconstruct changing sediment yields and sources in the catchment of the Old Mill Reservoir, South Devon, UK, Over the past 50 years. *hydrological Sciences*(39), 347 - 368.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Desmet, M., Simonneau, A., Chapron, E., Evrard, O., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., 2015. Increased in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene*.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Vandromme, R., Cerdan, O., Desmet, M., submitted. Quantification of bank erosion in an agricultural drained catchment. *Hydrological Processes*.
- Froger, D., Moulin, J., Servant, J., 1994. Les terres de Gâtines, Boischaud-Nord, Pays-Fort, Touraine-Berry. *Typologie des sols. Chambres d'agriculture du Cher, de l'Indre, de l'Indre et Loire et du Loire et Cher*.
- Haddadchi, A., Ryder, D.S., Evrard, O., Olley, J., 2013. Sediment fingerprinting in fluvial systems: review of tracers, sediment sources and mixing models. *International Journal of Sediment Research*, 28(4), 560-578.
- He, Q., Owens, P.N., 1995. Determination of suspended sediment provenance using caesium-137, unsupported

- lead-210 and radium-226: a numerical mixing model approach. *Sediment and Water Quality in River Catchments*, pp. 207–227.
- He, Q., Walling, D.E., 1996. Interpreting particle size effects in the adsorption of ¹³⁷Cs and unsupported ²¹⁰Pb by mineral soils and sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, 30, pp. 117–137.
- He, Q., Walling, D.E., 1997. The distribution of fallout ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb in undisturbed and cultivated soils. *Applied Radiation and Isotopes*, 48(5), pp 677-690.
- Horowitz, A.J., 2008. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. *Science of The Total Environment*, 400, 315.
- Horowitz, A.J., Elrick, K.A., 1987. The relation of stream sediment surface area, grain size and composition to trace element chemistry. *Applied Geochemistry*, 2(4), pp. 437-451.
- Jagercikova, M., Evrard, O., Balesdent, J., Lefèvre, I., Cornu, S., 2014. Modeling the migration of fallout radionuclides to quantify the contemporary transfer of fine particles in Luvisol profiles under different land uses and farming practices. *Soil and Tillage Research*, 140(0), pp. 82-97.
- Jones, A., Panagos, P., Barcelo, S., Bouraoui, F., Bosco, C., Dewitte, O., Gardi, C., Erhard, M., Hervás, J., Hiederer, R., Jeffery, S., Lükewille, A., Marmo, L., Montanarella, L., Olazábal, C., Petersen, J., Penizek, V., Strassburger, T., Tóth, G., Van Den Eeckhaut, M., Van Liedekerke, M., Verheijen, F., Viestova, E., Yigini, Y., 2012. The state of soil in Europe (SOER). JRC reference reports. Report 25186 EN. http://ec.europa.eu/dgs/jrc/downloads/jrc_reference_report_2012_02_soil.pdf, 80 pp.
- King, K.W., Fausey, N.R., Williams, M.R., 2014. Effect of subsurface drainage on streamflow in an agricultural headwater watershed. *Journal of Hydrology*, 519, Part A, pp 438-445.
- Koiter, A.J., Owens, P.N., Petticrew, E.L., Lobb, D.A., 2013. The behavioural characteristics of sediment properties and their implications for sediment fingerprinting as an approach for identifying sediment sources in river basins. *Earth-Science Reviews*, 125, 24-42.
- Kronvang, B., Kronvang, B., Laubel, A., Larsen, S.E., Friberg, N., 2003. Pesticides and heavy metals in Danish streambed sediment, The Interactions between Sediments and Water. *Developments in Hydrobiology*. Springer Netherlands, pp. 93-101.
- Kronvang, B., Laubel, A., Grant, R., 1997. Suspended sediment and particulate phosphorus transport and delivery pathways in an arable catchment, Gelbaek stream, Denmark. *Hydrological Processes*, 11(6), pp. 627-642.
- Lacey, J.P., 2012. The Provenance of Sediment in Three Rural Catchments in South East Queensland, Australia. Thesis (PhD Doctorate), Griffith University, Brisbane.
- Lacey, J.P., Olley, J., 2014. An examination of geochemical modelling approaches to tracing sediment sources incorporating distribution mixing and elemental correlations. *Hydrological Processes*, n/a.
- Lacey, J.P., Olley, J., Pietsch, T.J., Sheldon, F., Bunn, S.E., 2014. Identifying subsoil sediment sources with carbon and nitrogen stable isotope ratios. *Hydrological Processes*, n/a.
- Macrae, M.L., English, M.C., Schiff, S.L., Stone, M., 2007. Intra-annual variability in the contribution of tile drains to basin discharge and phosphorus export in a first-order agricultural catchment. *Agricultural Water Management*, 92(3), pp 171-182.
- Martinez-Carreras, N., Udelhoven, T., Krein, A., Gallart, F., Iffly, J.F., Ziebel, J., Hoffmann, L., Pfister, L., Walling, D.E., 2010. The use of sediment colour measured by diffuse reflectance spectrometry to determine sediment sources: Application to the Attert River catchment (Luxembourg). *Journal of Hydrology*, 382, p 49-63.
- Matisoff, G., Bonniwell, E.C., Whiting, P.J., 2002. Soil erosion and sediment sources in an Ohio watershed using Beryllium-7, Cesium-137, and Lead-210. *Journal of Environmental Quality*(31), 54-61.
- Motha, J.A., Wallbrink, P.J., Hairsine, P.B., Grayson, R.B., 2002. Tracer properties of eroded sediment and source material. *Hydrological Processes*, 16(10), pp 1983-2000.
- Nakamura, F., Kameyama, S., Mizugaki, S., 2004. Rapid shrinkage of Kushiro Mire, the largest mire in Japan, due to increased sedimentation associated with land-use development in the catchment. *CATENA*, 55(2), 213.
- Navratil, O., Evrard, O., Esteves, M., Legout, C., Ayrault, S., Némery, J., Mate-Marin, A., Ahmadi, M., Lefèvre, I., Poirel, A., Bonté, P., 2012. Temporal variability of suspended sediment sources in an alpine catchment combining river/rainfall monitoring and sediment fingerprinting. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Olley, J., Burton, J., Smolders, K., Pantus, F., Pietsch, T., 2013. The application of fallout radionuclides to determine the dominant erosion process in water supply catchments of subtropical South-east Queensland, Australia. *Hydrological Processes*, 27(6), pp 885-895.
- Owens, P.N., Batalla, R.J., Collins, A.J., Gomez, B., Hicks, D.M., Horowitz, A.J., Kondolf, G.M., Marden, M., Page, M.J., Peacock, D.H., Petticrew, E.L., Salo-

- mons, W., Trustrum, N.A., 2005. Fine-grained sediment in river systems: environmental significance and management issues. *River Research and Applications*, 21(7), 693.
- Owens, P.N., Walling, D.E., 2002. The phosphorus content of fluvial sediment in rural and industrialized river basins. *Water Research*, 36, pp. 685-701.
- Oygarden, L., Kvaerner, J., Jenssen, P.D., 1997. Soil erosion via preferential flow to drainage systems in clay soils. *Geoderma*, 76, pp 65-86.
- Penven, M.-J., Muxart, T., 1995. Le drainage agricole: un rôle fondamental dans les transferts d'eau et de matière. L'exemple du plateau briard. *Annales de Géographie*, 104(n° 581 - 582), 88 - 104 p.
- Penven, M.-J., Muxart, T., Cosandey, C., Andreu, A., 2001. Contribution du drainage agricole enterré à l'érosion des sols en région tempérée (BRIE). pp 128 - 144.
- Pulley, S., Foster, I., Antunes, P., 2015. The uncertainties associated with sediment fingerprinting suspended and recently deposited fluvial sediment in the Nene river basin. *Geomorphology*, 228(0), pp. 303-319.
- Rasplus, L., Macaire, J.J., Alcaydé, G., 1982. Carte géologique de Bléré au 1:5000, Editions BRGM.
- Russell, M.A., Walling, D.E., Hodgkinson, R.A., 2001. Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK. *Journal of Hydrology*, 252, p 1-24.
- Sakaguchi, A., Yamamoto, M., Sasaki, K., Kashiwaya, K., 2006. Uranium and Thorium Isotope Distribution in an Offshore Bottom Sediment Core of the Selenga Delta, Lake Baikal, Siberia. *Journal of Paleolimnology*, 35(4), 807-818.
- Sharma, A., Tiwari, K., Bhadoria, P.B.S., 2011. Effect of land use land cover change on soil erosion potential in an agricultural watershed. *Environmental Monitoring and Assessment*, 173(1-4), 789-801.
- Smith, H.G., Blake, W.H., 2014. Sediment fingerprinting in agricultural catchments: A critical re-examination of source discrimination and data corrections. *Geomorphology*, 204(0), 177.
- Sogon, S., 1999. Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques. Université Paris1 - Panthéon-Sorbonne. Thèse, 305 p.
- Sogon, S., Penven, M.J., Bonte, P., Muxart, T., 1999. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Brie Plateau, France. *Hydrobiologia*, 410(0), 251-261.
- Wallbrink, P.J., Murray, A.S., 1996. Distribution and Variability of ⁷Be in Soils Under Different Surface Cover Conditions and its Potential for Describing Soil Redistribution Processes. *Water Resources Research*, 32(2), pp 467-476.
- Wallbrink, P.J., Olley, J.M., Murray, A.S., Olive, L.J., 1996. The contribution of subsoil to sediment yield in the Murrumbidgee River basin, New South Wales, Australia. Erosion and sediment yield: global and regional perspectives. (Proceedings Exeter symposium, 1996). IAHS Publication, 236, pp. 347-355.
- Walling, D.E., 2005. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *Science of The Total Environment*, 344, pp 159-184.
- Walling, D.E., Collins, A.L., 2005. *Sediment Budgets*, IAHS Press, Wallingford. 123-133.
- Walling, D.E., Owens, P.N., Foster, I.D.L., Lees, J.A., 2003. Changes in the fine sediment dynamics of the Ouse and Tweed basins in the UK over the last 100-150 years. *Hydrological Processes*, 17(16), 3245.
- Walling, D.E., Russell, M.A., Hodgkinson, R.A., Zhang, Y., 2002. Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK. *CATENA*, 47(4), 323-353.
- Walling, D.E., Woodward, J.C., Nicholas, A.P., 1993. A multi-parameter approach to fingerprinting suspended-sediment sources, IAHS publication.
- Wood, P.J., Armitage, P.D., 1997. Biological Effects of Fine Sediment in the Lotic Environment. *Environmental Management*, 21(2), 203-217.

Chapitre 4.1

Comment quantifier l'incision des cours d'eau à large échelle ?



Fossé en cours d'incision, amont de l'étang du Louroux, printemps 2012, photo A. Foucher

Chapitre 4.1

Comment quantifier l'incision des cours d'eau à large échelle ?

Graphical abstract

Les méthodes pour l'estimation du volume des cours d'eau

1.



par Profils DGPS

(Estimation du volume du fossé par interpolation entre profils) par

- volume = 3685 m³

2.



par Profils LiDAR

(Estimation du volume du fossé par interpolation entre profils)

- volume = 3108 m³

- volume par profils DGPS - profils LiDAR

= différence de 16%

3.



par MNT 0.5 m

(extrait du levé LiDAR)

- volume = 3295 m³

- volume par profils DGPS - MNT

continu = différence de 11%

L'érosion des berges apparaît à l'issue des étapes de traçage sédimentaire comme une source minoritaire en comparaison à l'érosion des sols, dans le comblement de l'étang. La contribution de ce compartiment en période d'étiage semble néanmoins non négligeable. La dynamique de cette source potentielle est, à l'inverse

de l'érosion des sols, peu documentée dans la littérature voire même très peu détaillée en contexte de plaine agricole.

La modélisation de l'érosion des sols étant une partie largement traitée dans un projet parallèle à cette thèse (*projet Drastic – Université de Tours & BRGM*), il nous

est apparu important de nous focaliser sur la dynamique d'érosion des berges en terme de compréhension de processus de transfert de matière mais également en terme de quantification de contribution de cette source. Les méthodes permettant de quantifier l'érosion des berges sont peu nombreuses sur des petits objets (largeur < 4m). Elles s'attachent généralement à cette échelle à suivre les processus et non pas à quantifier des dépôts de matière. Nous avons donc dû développer des techniques alternatives basées sur des acquisitions Lidar dans ce présent chapitre.

Sur le bassin du Louroux, l'ensemble du réseau hydrographique est artificiel ou largement modifié de sa forme initiale par les travaux connexes d'après-guerre. Une campagne de terrain menée en 2012 sur le réseau hydrographique visant à mesurer les dimensions des fossés et à les comparer aux profils lors de leurs créations, nous a permis d'observer que l'ensemble des cours d'eau du bassin sont en incision ou en cours d'élargissement. La quasi-totalité du linéaire apparaît en phase d'érosion majeure.

Dans la première partie de ce quatrième chapitre, nous cherchons donc à estimer la morphologie et le volume occupé actuellement par les réseaux hydrographiques en développant une méthode d'identification et de quantification de volume des berges reproductible et applicable à large échelle. Nous testons ici les avantages et les limites de cette approche à l'échelle d'un petit cours d'eau, en déterminant les erreurs associées à l'emploi de cette technique.

Dans la seconde partie de ce chapitre, nous avons extrapolé cette méthode mise en place dans la première partie, mais cette fois-ci à l'échelle de l'ensemble du réseau hydrographique du Louroux, pour comparer le volume actuel des fossés au volume qu'occupaient ces derniers, lors de leur création, en 1944. Cette comparaison est utilisée ensuite pour définir une quantité de matière décaissée dans le temps. Couplé à cette quantification, nous avons souhaité, dans cette seconde partie, définir les modalités de départ de matière au cours d'une année hydrologique en s'intéressant à un

petit cours d'eau. Ces deux approches spatio-temporelles permettent ainsi de définir la part des berges à court et long terme dans le bilan sédimentaire global.

Objectifs et méthodes analytiques

Dans cette première partie du chapitre 4, nous avons tenté de mettre en place une méthode permettant de définir la morphologie des berges et des cours d'eau en contexte de plaine agricole ne nécessitant pas de traitement lourd et reproductible à l'échelle régionale. Nous avons testé la possibilité d'utiliser des données LiDAR (light detection and ranging) haute résolution pour détecter la morphologie de petits cours d'eau. Ces petits objets sont classiquement complexes à identifier, les enjeux sont ici de tester la possibilité de les détecter à l'aide de données haute résolution.

Cette méthode employée ici, s'inspire grandement des méthodes géomorphologiques appliquées classiquement sur de grands cours d'eau ou dans des contextes topographiques très marqués (e.g James et al., 2007).

D'un point de vue méthodologique, une campagne de LiDAR aéroportée a été menée à la fin de l'hiver 2013 sur l'ensemble du bassin du Louroux. Cette acquisition a eu lieu durant une période de basses eaux (10 cm dans les cours d'eau) et de faible développement végétal. Cette acquisition a permis d'obtenir une densité de points de l'ordre de 7 pts/m². Le jeu de données Lidar a ensuite été classé puis filtré pour limiter les erreurs liées à la présence de végétation (bois-haies) à proximité des réseaux hydrographiques. Ces données ponctuelles, traitées, ont ensuite été utilisées afin de générer un MNT d'une résolution de 0,5 m par une méthode de triangulation.

Un fossé de contrôle long de 1,4 km a été sélectionné pour estimer les incertitudes liées à l'utilisation de cette méthode. Des mesures DGPS avec une résolution centimétrique dans les trois directions de l'espace ont été effectuées. Ces données ponctuelles à haute résolution ont ainsi permis d'estimer de manière précise la

morphologie du cours d'eau sur près de 44 profils latéraux. Ces profils réalisés par DGPS ont été ensuite comparés aux mêmes profils, mais cette fois-ci extraits des données Lidar traitées. Enfin, le volume du cours d'eau a été calculé en soustrayant deux MNT issus du LiDAR : le premier simulant la morphologie réelle des cours d'eau et le second qui simule une surface plane entre les deux sommets des berges.

L'ensemble des résultats présentés ici a fait l'objet d'un article à soumettre dans le journal *Zeitschrift für Geomorphologie* s'intitulant « *Quantification of bank erosion of artificial drainage networks using Lidar data* ».

Principaux résultats

La différence entre les deux types de profils DGPS et ceux issus du Lidar permet de calculer une sous estimation de près de 13% de la profondeur réelle du fossé par la méthode LiDAR. En extrapolant entre les différents profils DGPS, nous pouvons évaluer que le volume du cours d'eau de contrôle est de l'ordre de 3685 m³ alors que les mêmes profils obtenus, cette fois-ci, avec les données Lidar permettent d'estimer un volume de 3108 m³. L'erreur moyenne liée à la mauvaise restitution de la largeur et de la profondeur du fossé est par conséquent de l'ordre de 16%.

Les données continues du MNT ont ensuite été utilisées pour estimer à nouveau le volume du cours d'eau de contrôle en simulant un remblai du cours d'eau (différence entre deux MNT). L'estimation est cette fois plus rigoureuse, de l'ordre de 3295 m³.

La comparaison des profils extraits du LiDAR 0,5m et ceux obtenus par mesures DGPS permet d'observer que les données issues des profils MNT sous-estiment globalement le volume occupé par le fossé de contrôle. Cette différence dans l'estimation du volume des cours d'eau entre la compilation de données ponctuelles (profil Lidar) et les données MNT à 0,5 m en continu

peut-être expliquée par le fait que les données continues offrent une meilleure représentation de la morphologie du cours d'eau.

Cette erreur d'estimation a été attribuée à une mauvaise restitution du fond du cours d'eau liée, d'une part, à la résolution du MNT qui ne permet pas de bien représenter le fond du fossé, mais également par la présence d'eau durant l'acquisition Lidar. Cette présence limite la détection du fond du fossé.

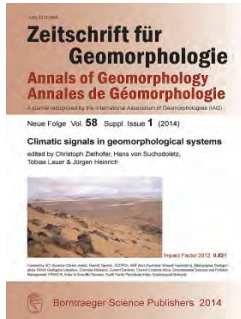
Principales conclusions

Les résultats obtenus pour cette étude confirment que la méthode développée à partir de données LiDAR peut-être employée pour estimer la morphologie et le volume occupé par de petits objets de l'ordre d'une largeur de l'ordre de 1,5 à 4 m. Cette méthode permet à l'inverse de l'approche DGPS, d'obtenir un jeu de données conséquent en peu de temps et ne nécessite pas de traitement important. Les erreurs d'estimation obtenues par cette méthode sont principalement liées à deux facteurs : la présence d'eau dans le fond du cours d'eau durant l'acquisition LiDAR et la difficulté de représenter le fond des plus petits cours par utilisation de l'approche LiDAR.

Dans le cas du Louroux, les problèmes liés à la végétation sont négligeables puisqu'elle est largement absente du linéaire ou très peu présente durant la période d'acquisition (hiver). Néanmoins ce paramètre peut être limitant dans bon nombre d'études souhaitant développer ce type de quantification.

Les grandes perspectives de ce type de méthode sont par mesures répétées de pouvoir estimer des vitesses de décaissement et d'incision des cours d'eau et également de pouvoir, après estimation des erreurs, détecter et quantifier le volume des fossés, mais cette fois-ci sur de plus grandes surfaces. Cette extrapolation rapide fait la force de cette méthode. L'utilisation de cette détection à large échelle est proposée dans la seconde partie du chapitre.

Chapitre 4.1



Quantification of bank erosion of artificial drainage networks using LIDAR data

To published in: *Zeitschrift für Geomorphologie*,
Copyright © 2015 schweizerbart science publishers

Rosalie Vandromme¹, Anthony Foucher², Olivier Cerdan¹, Sébastien Salvador-Blanes²

1. Département Risques et Prévention
Bureau de Recherche Géologique
et Minière
3 avenue Claude Guillemin
45060 Orléans, France

2. E.A 6293 GéoHydrosystèmes
Continentaux
Université François Rabelais
Parc de Grandmont
37200 Tours, Franc

Abstract

Following the shift towards more intensive agriculture in cultivated lowlands in Europe, field size has been increased and stream valley meanderings have been suppressed and realigned along new straight field borders. These modifications led to profound alterations of the hydromorphology of the streams. To test the importance of these modifications, the objective of this study is to assess the potential of using High resolution DTM to quantify the current volume of small drainage ditches at catchment scale, and to assess the evolution of these ditches using archive data. The method has been applied in a small agricultural catchment drained by an artificial stream network.

A specific 1400 m ditch was chosen to estimate the capacity of the DTM (0.5m) to evaluate the actual topography and volume of stream. 44 channel cross sections measured with a centimeter DGPS have been compared with the same profiles measured with the DTM. The average error made in the DTM to estimate the stream depth is around 13% and less than 12% for the stream width detection. An estimation of the ditch volume using DTM sections instead of DGPS sections gives a result of 3108 m³. With this comparison, an average error of 16% could be evaluated for the estimation of ditch volume between the DGPS (3685 m³) and the DTM (3108 m³) approach's principally caused by the under-estimation of the bottom ditch morphology with the DTM. This study highlights therefore the interests of airborne instrument to detect and estimate quickly and robustly the volume occupied by small-width stream networks (1.5 to 4m) over large area. This approach opened therefore new perspective for the study of current and past bank activities.

Key Words: *Drainage ditch, Airborne LiDAR data, Digital elevation model, Bank erosion, Sediment transport*

4-1.1 | Introduction

Rural landscapes have been completely modified by human activities in Western Europe since the beginning of the 20th century. These modifications are mainly due to the shift towards more intensive agriculture, with land reallocation leading to increased field size for adaptation to modern practices and heavier machineries. As a consequence of this landscape standardization, stream valley meanderings have been suppressed and realigned along new straight field borders. Cultivated areas also expanded in wetlands located in valleys traditionally used as grassland (de Groot et al., 2002). The expansion of cultivated areas in wetlands implied the set-up of a new drainage network to artificially favor gravity drainage of the water present in excess in soils. These new draining ditches (and drains) were connected to the modified and re-aligned stream valleys which were thus also recalibrated to allow more water to be evacuated. All these modifications resulted in an increase of the drainage network density (in relatively flat cultivated areas of the Loire Valley, drainage density can reach more than 1.5 km/km²).

However, these modifications led to profound sedimentary and morphological alterations (channel bed incision, deposition of fine sediment, bank erosion, etc.), detrimental to the achievement of good water status (Arts et al., 2004). Indeed, nowadays, several decades after these landscape modifications, major alterations of the hydromorphology of the streams are observed (Mizugaki et al., 2006). This is the expression of a progressive return to an equilibrium state. Problems that are most commonly reported concern either an increase of bank erosion rates and/or an increase in the amount of sediment deposited in the riverbed. Siltation is often due to insufficient sediment transport capacity of flows and has strong adverse effects on river habitat and biodiversity. This phenomenon is of major concern with respect to the implementation of the EU Water Framework Directive. Bank erosion phenomena can lead to an overproduction of sediments which result in

ponds and lake siltation. At catchment scale, some authors have shown that bank erosion can constitute an important contribution to the overall sediment budget of a stream (Russell et al., 2001). It is therefore of major importance to quantify the importance of this erosion process, to be able to take appropriate decisions on sediment transfer management practices.

Drainage ditches can represent a significant proportion of the total stream linear distance. However, their relatively small dimensions render the quantification of bank erosion time-consuming and cost-prohibitive as it cannot be detected by using commonly available satellite or aerial images. Recent remote-sensing technologies, especially airborne laser altimetry (Light Detection And Ranging, LiDAR) allow the acquisition of high-resolution topographic information (Tarolli et al., 2009). A valuable characteristic of this technology, is the capability to derive a high-resolution Digital Terrain Model (DTM) from the last pulse LiDAR data by filtering the vegetation points (Slatton et al., 2007). Hence, LiDAR Digital Terrain Models are now used in many disciplines concerned with earth-surface representation and modeling in hydrologic and geomorphologic studies including landsliding, river morphology or channel network structures. For example, LiDAR elevation data were used to evaluate the surface roughness as a useful approach to detect landslide areas (McKean & Roering 2004) or old deep-seated landslides under forest (Eeckhaut et al., 2007). Staley et al., (2006) used LiDAR-derived topographic attributes (profile curvature and surface gradient) at high resolution, for differentiating deposition zones on debris flow fans.

Considering river geomorphology, LiDAR data have already been used to estimate bank erosion in large river systems, as for example in the study of Thoma et al., (2005) who used 2 airborne LiDAR scans performed one year apart on the Blue Earth River in southern Minnesota. However, as pointed out by Notebaert et al. (2009) while studying fluvial geomorphology in Belgi-

um, pixel resolution is an important factor in the identification of small landforms: only features with a width equal to or larger than the LiDAR resolution can be detected. With respect to the application of LiDAR techniques in the recognition of small channels, the study of James *et al.*, (2007) has proven the capability of LiDAR data in identifying and mapping gullies and headwater streams, even under forest cover. Bailly *et al.*, (2008) proposed a methodology that uses LiDAR data in several steps to detect artificial drainage networks in Mediterranean vineyard Landscape. They obtained a high omission rate (50%) in ditch detection due to the presence of dense vegetation over ditches and the low density of the LiDAR point sampling. It confirms, that in the context of cultivated landscapes, drainage algorithms used on DTMs are unable to accurately represent anthropogenically modified overland flow paths (Duke *et al.*, 2006; Garcia & Camarasa 1999). Cazorzi *et al.*, (2013) have succeeded in automatically detecting and characterizing the channel network in a North East Italy foodplain context with a 1 m DTM derived from a LiDAR survey (planned to have highly affordable costs and to be easily repeated during time).

These studies have demonstrated the potential of using LiDAR either to assess bank erosion in large rivers or to detect and give 2D dimensions of smaller channel networks, but the potential to estimate the precise depth and so the 3D geometry of ditches whose dimension are about the same order as the DTM resolution is still to be quantified. This is particularly important to perform an integrated hydro morphological evaluation following the modification of the rural landscape in the second part of the XXth century. In this context, the aim of this paper is to test the possibility of using a high resolution DTM to detect and quantify the current volume of drainage ditches at catchment scale and to assess the evolution of these ditches using archive data. The method is tested in a small agricultural headwater catchment (The Louroux pond catchment) of the Loire Valley (France) with a very flat topography and where agricultural drainage is highly developed.

4-1.2 | Material and methods

4-1.2.1 Study site

The Louroux pond catchment is a small agricultural headwater catchment (24 km²) of the Indre River that drains into the Loire River and is located about 30 km south of Tours, France (*Fig.4-1.1a*). This catchment is characterized by a lowland topography with very gentle slopes (0.44 %). Most of the catchment (95 %) is cultivated and there are only a few fields occupied by permanent pasture.

There are at least 220 drain tile outlets in the catchment and it is estimated that at least 50 % of the catchment is drained (*Fig.4-1.1b*). The total length of referenced stream reaches 45.5 km in this catchment (BDTOPO, IGN). The drainage density is around 1.8 km/km². Drainage ditches and streams widths range between 1 and 5 m, their depth can reach up to 3 m.

4-1.2.2 Control ditch

An airborne LiDAR survey was carried out on March 2013 with a Leica LAS70 embedded on a BN2T plane. The flight plan was made with a density of 7 pts / m². The trajectory calculations were made with the IGN French RGP network stations (Permanent Global Navigation Satellite System Network). The LiDAR points cloud was calibrated by measuring points and homologous segments. Calibration residuals show a vertical accuracy around 5 cm and a horizontal around 12 cm (RMSE around 2 times the standard deviation, which leads to a good precision). The points were then classified with Terrasolid suite® so as to distinguish ground points, vegetation points, overlap points and inconsistent points. The classification methodology is organized around several steps. The first step consists in the manual detection of outliers and false points measurements.

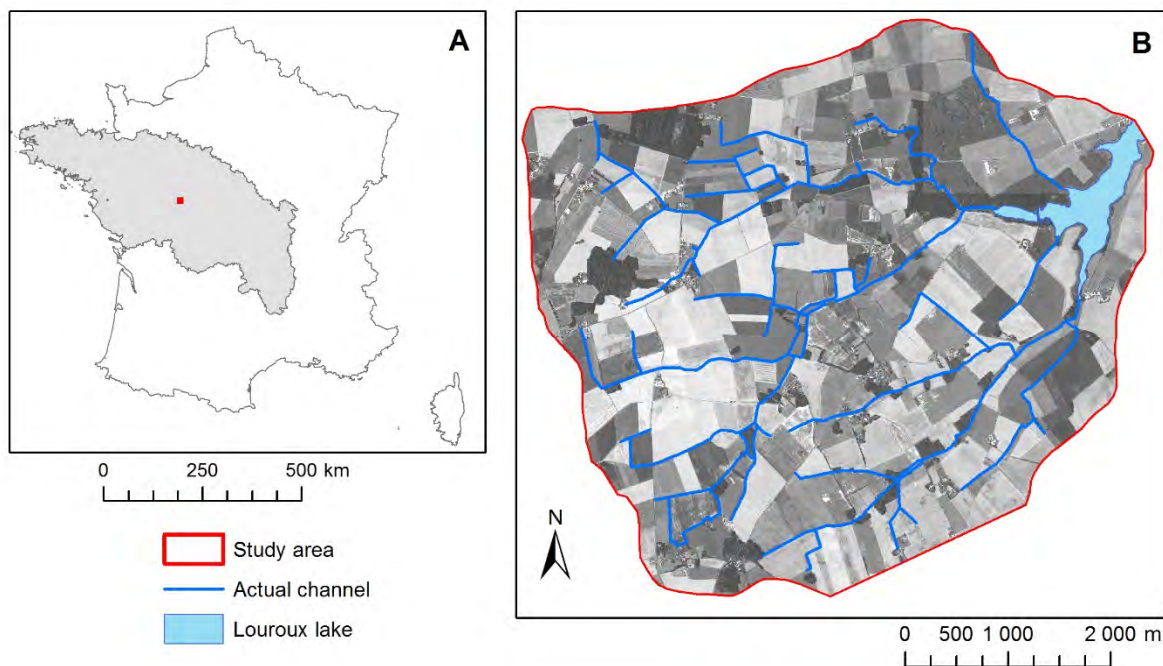


Fig. 4-1.1 : (a) Localization of the Louroux pond catchment in France and - (b) Current drainage network (adapted from BD TOPO 2.0 IGN)

The second step concerns the automatic determination of the soil surface by deleting the vegetation cover. The principle of this soil identification is to take the lowest point within a 60 to 100 cm radius around this point. Then, by an iterative calculation, the points are integrated as belonging or not to the soil depending on the angle and vertical distance criteria in relation to the DEM. The last step corresponds to a manual control which consists to verify the areas where the slope classification is incomplete.

Using ground control points, a triangulated model was created (TIN) and used to generate a 0.5 m point grid (point projection on triangulated surfaces) (Fig. 4-1.2a). On the survey day there was approximately 10 cm of water in ditches.

One specific 1400 m ditch was chosen to estimate the capacity of the DTM to evaluate its current 3D topography. This ditch was chosen because its recalibration

history is quite well documented. A detailed topographic survey was performed in November 2012 along this ditch (Fig. 4.1.2b) to provide accurate channel cross-sections. 44 channel cross-sections (one every 30-35 m on average) have been measured with a DGPS Magellan pro flex® (centimetric accuracy). Most of the 44 profiles are composed of 6 measured points: 2 points at the top of the banks, 2 points at mid-height and the 2 last points at the base of the ditch (Fig. 4-1.3). These cross-sections are then compared to the geometries obtained with the DTM (Fig. 4-1.3). Historical data were found in the departmental archives concerning the south-eastern part of the Louroux pond catchment (Fig. 4-1.2b). Among others, recalibration plans give accurate geometrical information about these streams before and after the management performed in 1944. These archive data are composed of transverse profiles, which give information about the ditches depths and bottom and top widths of banks.

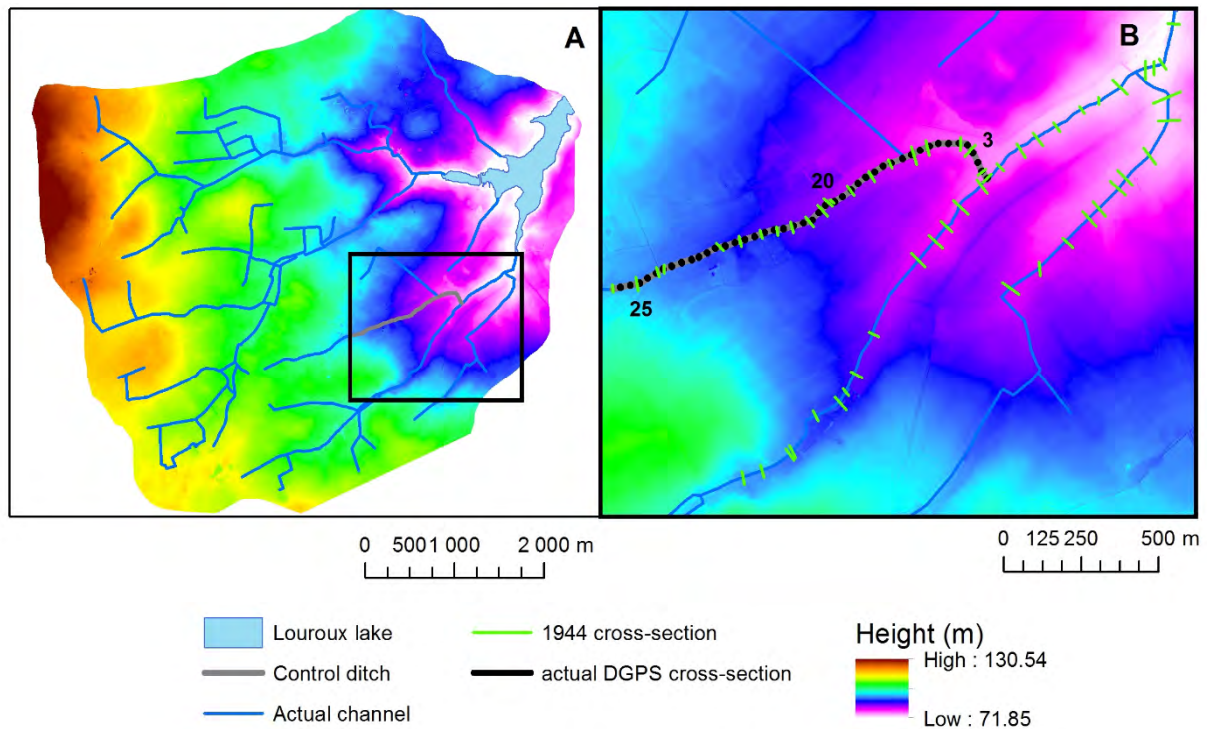


Fig. 4-1.2: (a) DTM and localization of (b) the validation area.

A compilation of these lateral and longitudinal punctual data was made to reconstruct an average geometry of the streams in 1944. *Fig. 4-1.4* shows a comparison of the average DGPS profile of November 2012 with the average geometry in 1944.

Within 69 years, the mean cross-section of this ditch has increased by 350 % (from 0.73 m² to 2.84 m²).

4-1.2.3 Calculation of ditch profiles

The proposed morphological approach aims to evaluate the possibility to use a 0.5 m resolution DTM to estimate the ditch volume with an automatic method over a catchment area. The method is composed of three main steps (*Fig. 4-1.5*):

1 – Accurate detection of the ditch edges (two dimensional localization of the top of the banks which delimits

the horizontal surface in which the volume of the ditch is included).

2 – Interpolation of a DTM not accounting for the ditch, DTM_{top} .

3 – Calculation of the ditch volume (difference between the raw DTM and the DTM_{top}).

The first step, the detection of drainage ditches, requires a specific approach. Indeed, drainage ditches are small scale forms and low “amplitude” elements, considering amplitude as the difference in elevation between low points at the bottom of the ditch and the edges of the ditch. They are also topographically subtle in comparison with the surrounding plain, especially for areas where the landscape gradient is relatively low. The approach we present is based on the extraction of small amplitude objects from the DTM and the elimination of larger landscape forms. Similar approaches

have been tested in other environments for landform characterization (Carturan *et al.*, 2009) and for feature extraction (Humme *et al.*, Hiller & Smith 2008, Cazorzi *et al.* 2013).

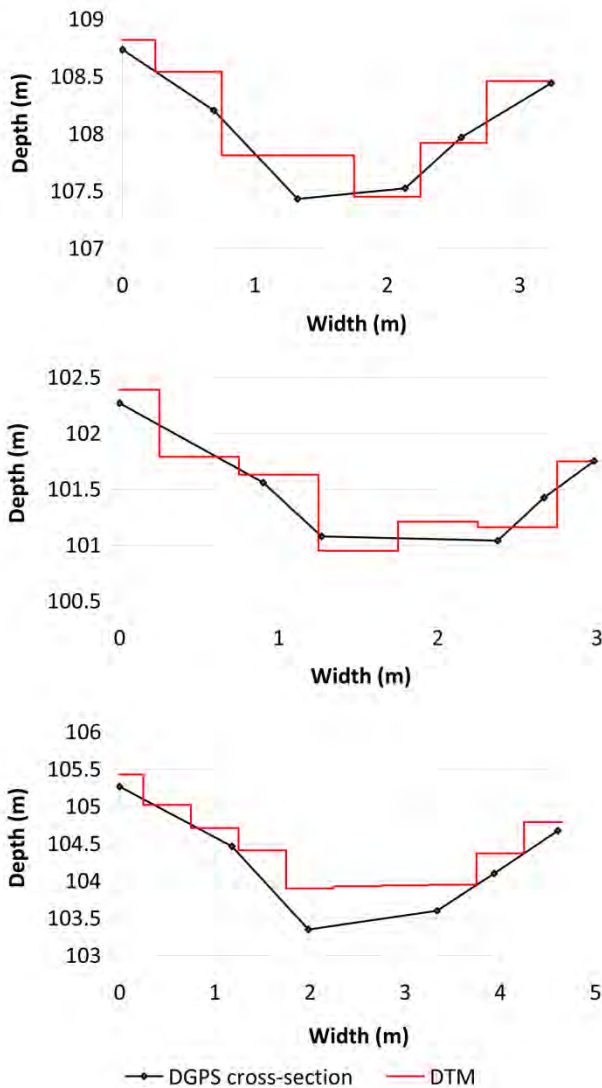


Fig. 4-1.3 Examples of cross-section geometry as depicted by 6 DGPS points (in black) compared to DTM (in red) on the control ditch

The core idea shared by these works is to apply a low-pass filter to the DTM, providing a smoothed elevation

model representing an approximation of the larger landscape forms. By subtracting the DTM to this smoothed map, an approximation of the local relief is achieved, where only small-scale topographic features are preserved and not the larger landscape forms. The derived model (Relative Elevation Attribute – *REA* - Carturan *et al.*, 2009) represents a map of residual relief. This map is evaluated as:

$$REA_r = E_r - E_{DTM} \quad (\text{Eq: 4-1.1})$$

Where E_r is the average elevation of cells within a circular area with radius r (in meters) around the grid cell with elevation E_{DTM} (Carturan *et al.* 2009).

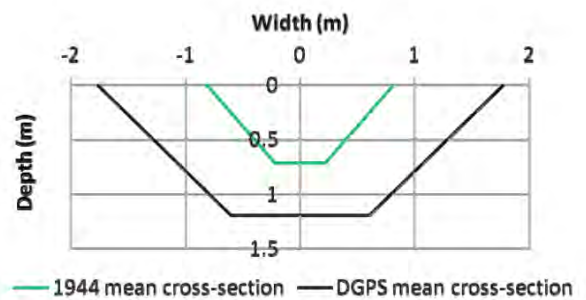


Fig. 4-1.4 Comparison between the mean 1944 cross-section along the control ditch (0.73 m²) (in green) and the mean cross-section obtained with DGPS points (2.84 m²) (in black).

4-1.2.4 Cross section comparison

The raw DTM is shown in *Fig. 4-1.6a* and the REA for a moving circle analysis window of 7 meters radius is shown in *Fig. 4-1.6b*. REA clearly points out the drainage ditches (and other linear elements such as roads). Profile graphs of the REA are shown in *Fig. 4-1.6c*.

Tarolli and Dalla Fontana (2009) and Pirotti and Tarolli (2010) used a threshold identified as m -times the standard deviation of curvature as an objective method for channel network extraction from high resolution topography in mountainous contexts.

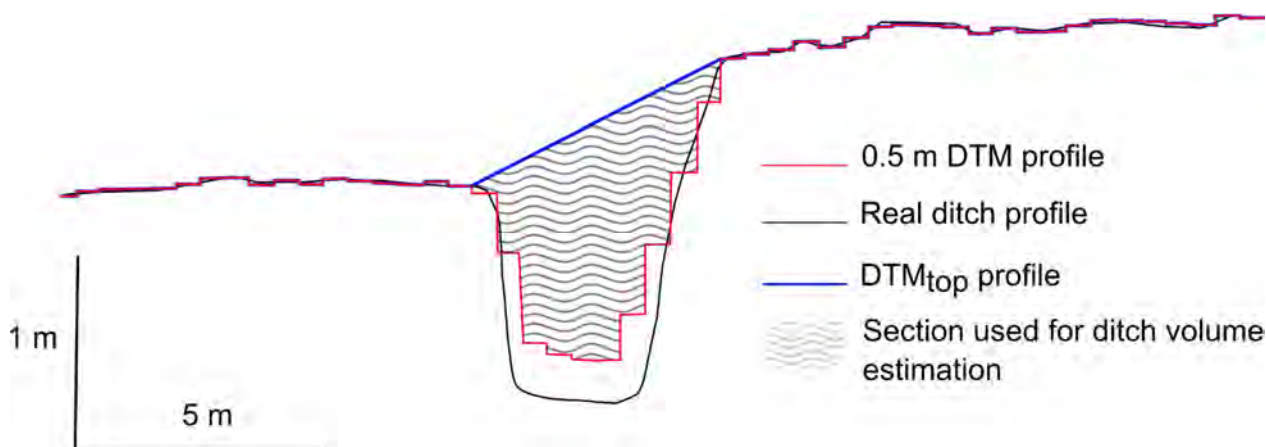


Fig. 4-1.5 Principle of ditch volume estimation

In the proposed methodology, the chosen threshold is the standard deviation of REA as in Cazorzi et al. (2013) in a similar agrarian context.

Hence, the selected zones allow the extraction of ditches contours and their elevation to interpolate the DTM_{top} (with natural neighborhood method) (Fig. 4.1.5). It is then simple to estimate the volume included between DTM_{top} and the raw DTM thanks to a DTM subtraction. Before the interpolation, a 0.5 m buffer has been added to the ditch contours to account for the influence of each pixel and not to under-evaluate volume estimation: this over-estimation is regulated by the DTM subtraction because only positive volumes are kept.

4-1.2 | Results and discussion

Cross section comparison

The procedure described below was first applied to the control ditch (Fig. 4-1.3). The 44 DGPS profiles were used to reconstruct the ditch geometry by linking them by segment. This operation was performed supposing straight trajectory between two profiles. With these measurements the control ditch current volume is esti-

mated at 3 685 m³. To understand and quantify the error made with the high resolution DTM, each DGPS profile was compared to the equivalent profile obtained with the DTM (Fig. 4-1.3 – 4-1.7). Globally, ditch sections extracted from the DTM are under-evaluated, because of a biased restitution of the bottom ditch elevation. The average error made in the DTM to estimate the stream depth is around 13% and less than 12% for the stream width detection. An estimation of the ditch volume using DTM sections instead of DGPS sections gives a result of 3108 m³.

With this comparison, we can therefore estimate an average error on all the sections of 16% principally caused by the under-estimation of the bottom ditch morphology. One of the components of the bias identified for the bottom ditch elevation is linked to the fact that 10 cm water on average was present in the ditches at the time of the flight. This error is principally present for part of the stream with the smallest sections: the DTM resolution does not allow to faithfully transcript the stream morphology of these small objects.

DTM volume estimation

The continuous data obtained by the DTM allows calculating the volume occupied by the 1.4 km control

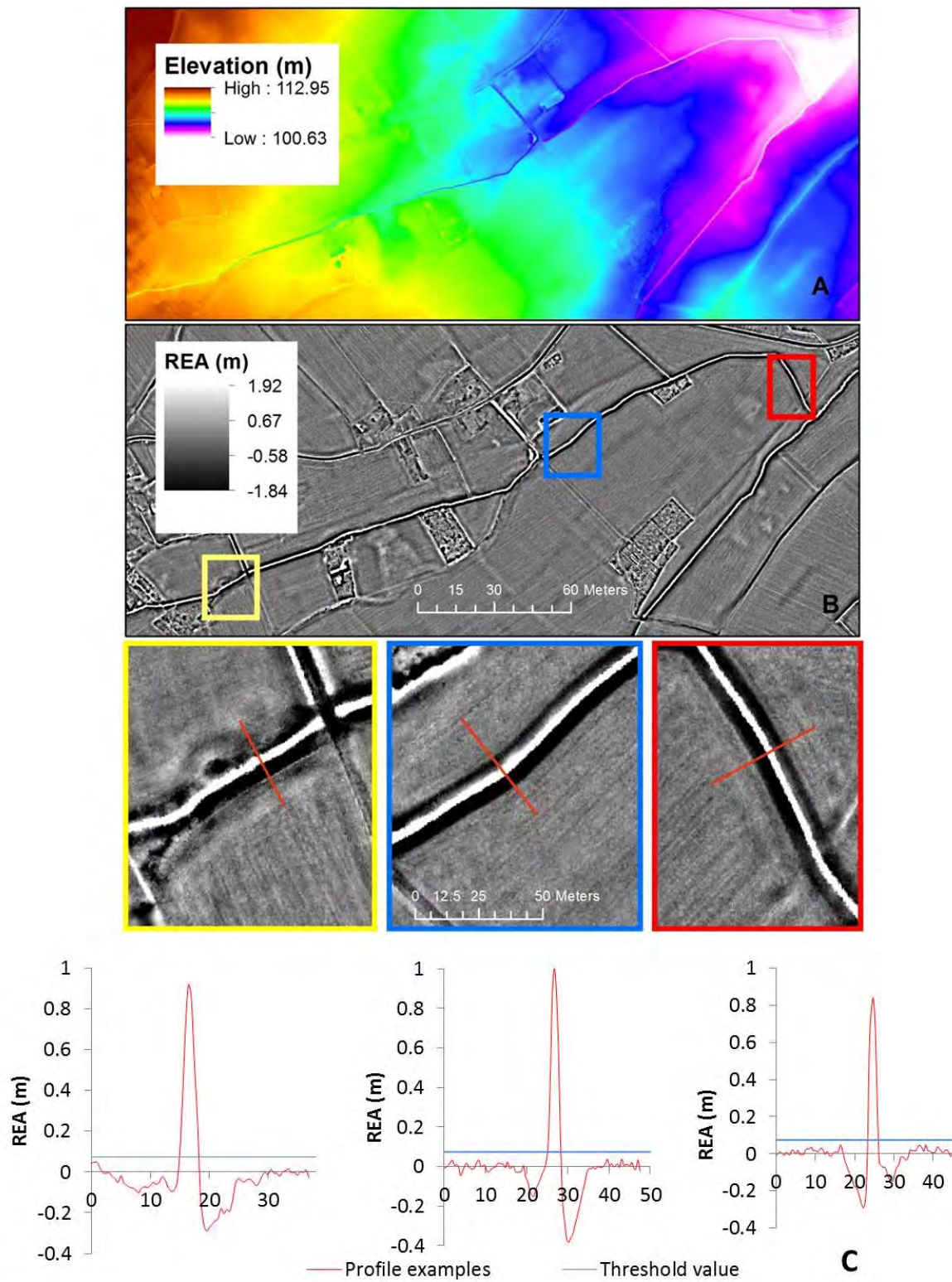


Fig. 4-1.6 - (a) raw DTM, (b) REA on the control ditch (with an average elevation of cells evaluated within a circular area with a radius of 7 meters), (c) examples of profiles graph of the REA.

ditch in 2013. Compared to the volume previously calculated by the DTM cross sections, this estimation accounts for the continuous evolution of the stream morphology. With this technique a volume of 3295 m³ has been calculated for the control ditch. This result is higher than the previous value obtained using the Lidar cross sections estimation (3108 m³) but it is in agreement to the one calculated with the DGPS data. The use of Lidar cross sections induces an underestimation of 187 m³ for this stream portion compared to the DTM approach. This slight underestimation difference may be attributed by the shadow effect of the vegetation that may be present on the edges of the banks. The Lidar cross sections were measured in accessible areas where there was no vegetation, the interpolation between the different sections was therefore carried out independently of the potential presence of vegetation, whereas the lidar data takes it into account.

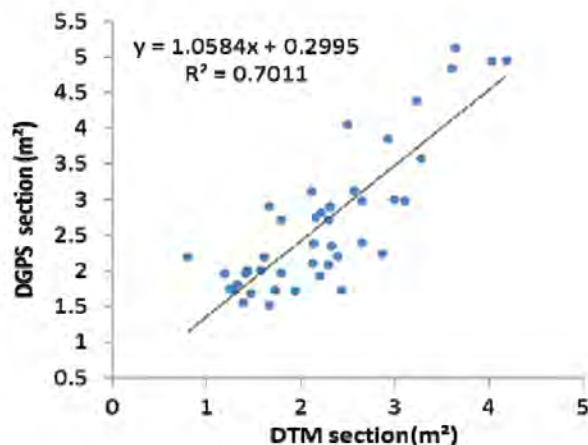


Fig. 4-1.7 Comparisons between all DGPS sections and corresponding DTM sections

Overall, these results obtained on a small part of the hydrographic network confirm that the DTM calculated from Lidar cloud points provides good results and allows limiting the estimation errors, even for ditches that are small (1.5 to 4 m width) morphological objects. These results show that the Lidar approach is a good alternative for the estimation of stream bank volumes.

It allows, conversely to DGPS surveys, to quickly obtain a large data set. It does not require important treatment on the data and permits to cover large areas with high resolution to identify the ditch network and quantify its volume in the agricultural plains.

Comparison with the 1944 ditch profiles

Historical data available for the control ditch have been compiled to reconstruct the volume occupied by the ditch after its redesign, in 1944. Using the geometrical information given by the historical calibration plans, and considering the ditch is made of sections that are represented by the nearest measured profile, the control ditch volume was 1032 m³. The previous result obtained with the DTM data suggests that the control ditch in 2013 occupied a volume of 3295 m³.

Therefore, within 69 years, more than 2263 m³ of bank material have been exported, representing an average loss of sediment of 1616 m³.km⁻¹ (23 m³.km⁻¹.yr⁻¹). We can estimate on this ditch section an average erosion/incision of bank faces of 42 t.yr⁻¹ (with an average bank dry bulk density calculated in the catchment of 1300 kg.m⁻³).

The results obtained on a small part of the catchment indicates a high erosive dynamic during the last 69 years in response to the anthropogenic management led during the post-war period.

4-1.4 | Conclusion and perspectives

This study shows the utility of airborne instruments to map and estimate quickly and robustly the volume occupied by small-width stream networks over large areas.

In this study, a 0.5 m DEM has been used to demonstrate its utility to evaluate the global volume occupied by a drainage ditch. Drainage ditches are relative small objects (1.5 to 4 m width), but we have shown that they can be easily detected with a 0.5 m DEM.

The volume estimation of these ditches shows 16 % under-estimation on their volume when compared to DGPS data. This error corresponds to the main limit of this method. The high resolution DTM technique does not allow a good restitution of the bottom ditch.

In this study, the vegetation cover along the banks only slightly affected the result, however in case of an extrapolation of this method over large areas, the presence of vegetation can locally induce an underestimation of the ditch volume or even not allow the stream detection. A simple way to overcome this problem is to calculate the stream depth where the vegetation is present by extrapolating the stream depth of the upstream and downstream sections around this vegetated area. This parameter seems nevertheless to have little consequences for the long term estimation these values being averaged over the time.

The results obtained by the DTM approach on the control ditch open therefore new perspectives for the study of current and past bank activities. Only a few studies are focused on the long term bank erosion (historical 3D data are rarely available) and the use of this technique allows quantifying the contribution of bank material as a potential source of material to the degradation of water quality and to the outlet pond filling in an agricultural catchment over a long time period (69 years). The next step of this work will be to extrapolate the long term approach developed on the control ditch, but this time, over the entire catchment by comparing the volume occupied by the whole stream network in the studied watershed right after stream redesign and nowadays. This will allow assessing the contribution of bank erosion on redistribution processes at the watershed scale, integrating the whole period since the agricultural changes in the mid XXth century.

Acknowledgements: We gratefully acknowledge Xavier Bourrain and Jean-Noel Gautier and the financial support of the Agence de l'Eau Loire Bretagne.

Références chapitre 4.1

- Arts, M.J.T. et al., 2004. Antioxidant capacity of reaction products limits the applicability of the Trolox Equivalent Antioxidant Capacity (TEAC) assay. *Food and Chemical Toxicology*, 42(1), pp.45–49.
- Bailly, J.S. et al., 2008. Agrarian landscapes linear features detection from LiDAR: application to artificial drainage networks. *International Journal of Remote Sensing*, 29(12), pp.3489–3508.
- Carturan, L., Cazorzi, F. & Dalla Fontana, G., 2009. Enhanced estimation of glacier mass balance in unsampled areas by means of topographic data. *Annals of Glaciology*, 50(50), pp.37–46.
- Cazorzi, F. et al., 2013. Drainage network detection and assessment of network storage capacity in agrarian landscape. *Hydrological Processes*, 27(4), pp.541–553.
- De Groot, R.S., Wilson, M.A, Boumans, R.M., 2002. A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecol. Econ.* 41, 393–408.
- Duke, G.D. et al., 2006. Incorporating ancillary data to refine anthropogenically modified overland flow paths. , 1843(December 2005), pp.1827–1843.
- Eeckhaut, M. et al., 2007. Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. , 769(September 2006), pp.754–769.
- Evans, M. & Lindsay, J., 2010. High resolution quantification of gully erosion in upland peatlands at the landscape scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(8), pp.876–886.
- Garcia, M.J.L. & Camarasa, A.M., 1999. Use of geomorphological units to improve network extraction from a DEM drainage Comparison between automated extraction and photointerpretation methods in the Carraixet catchment (Valencia , Spain). , 1(3), pp.187–195.
- Hiller, J.K. & Smith, M., 2008. Residual relief separation : digital elevation model enhancement for geomorphological mapping. , 2276(April), pp.2266–2276.
- Humme, A., Lindenbergh, R. & Sueur, C., REVEALING CELTIC FIELDS FROM LIDAR DATA USING KRIGING BASED FILTERING.
- James, L.A., Watson, D.G. & Hansen, W.F., 2007. Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena*, 71(1), pp.132–144.
- McKean, J. & Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57(3-4), pp.331–351.
- Mizugaki, S., Nakamura, F. & Araya, T., 2006. Using dendrogeomorphology and ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire , Northern Japan , resulting from land use change and river channelization. , 68, pp.25–40.
- Notebaert, B. et al., 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(August 2008), pp.217–231.
- Pirotti, F. & Tarolli, P., 2010. Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. *Hydrological Processes*, 24(9), pp.1187–1197.
- Russell, M., Walling, D. & Hodgkinson, R., 2001. Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK. *Journal of Hydrology*, 252(1-4), pp.1–24.
- Slatton, K.C. et al., 2007. Airborne Laser Swath Mapping: Achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. *Geophysical Research Letters*, 34(23), p.n/a–n/a.
- Tarolli, P., Arrowsmith, J.R. & Vivoni, E.R., 2009. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. *Geomorphology*, 113(1-2), pp.1–3.
- Tarolli, P. & Dalla Fontana, G., 2009. Hillslope-to-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology*, 113(1-2), pp.47–56.
- Thoma, D.P. et al., 2005. Airborne laser scanning for riverbank erosion assessment. *Remote Sensing of Environment*, 95(4), pp.493–501.



Chapitre 4.2

Quelle est la dynamique spatio-temporelle de l'érosion des berges ?

Fossé secondaire destiné à l'évacuation des réseaux de drainage, bassin versant du Louroux (photo A. Foucher)

Chapitre 4.2

Quelle est la dynamique spatio-temporelle de l'érosion des berges ?

Graphical abstract

Quantification durant une année hydrologique

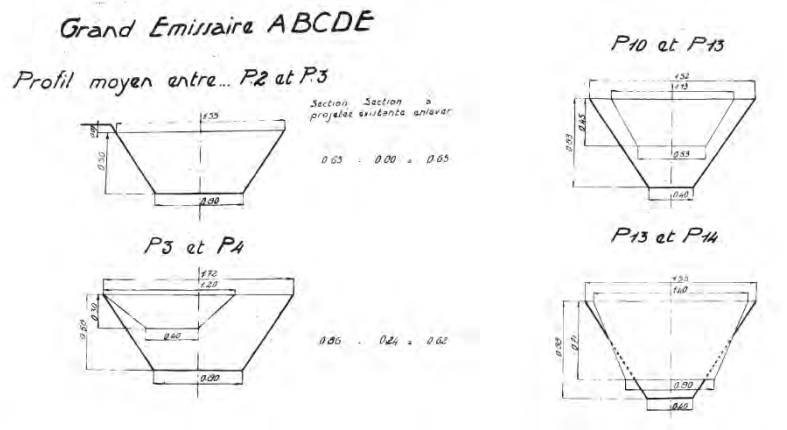
sur le tronçon test



44 sections de mesures et 258 erosion pins -> suivi de l'érosion / accrétion en moyenne tous les 92 jours
 = érosion moyenne de 17.7 mm.an^{-1} ———> $80 \text{ t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$

Quantification au cours des 70 dernières années

sur l'ensemble du bassin versant



120 profils historiques -> estimation du volume des fossés en 1944 à l'aide d'un profil moyen
 = 45000 tonnes exportées en 70 ans ———> 27 à 30% du flux terrigène de l'étang

Objectifs et méthodes analytiques

Un des principaux enjeux de l'étude de l'érosion des berges en contexte agricole concerne la quantification de l'export de matière sur de longues périodes. Cette

reconstitution est complexe à estimer puisqu'il est difficile d'obtenir des données sur la morphologie des cours d'eau dans le temps (Rhoades et al., 2009). De précédentes études ont cherché à reconstituer les flux de matière exportés depuis ces berges en utilisant des images aériennes (e.g Bartley et al., 2008 ; Grove et

al., 2013) et en datant l'exposition de racines d'arbres (e.g Malik et Matyja, 2008), mais ces études sont très rapidement limitées par l'impossibilité d'obtenir des informations anciennes dans les trois dimensions de l'espace. Une récente étude (Landemaine et al., 2014) a révélé l'intérêt d'utiliser dans des contextes fortement anthropisés les plans de recalibrage des cours d'eau. Ces plans permettent en effet d'obtenir une vue globale du dimensionnement des cours d'eau après les travaux de création/recalibration souvent opérés à partir de la fin de la seconde guerre mondiale dans les contextes agricoles de plaine.

Dans cette seconde partie de chapitre, nous précisons la contribution des matériaux en provenance des berges dans la production sédimentaire à deux échelles temporelles :

- Sur une échelle de temps courte (année hydrologique), nous reconstruisons la dynamique d'érosion/accrétion de matière sur un petit cours d'eau de 1,4 km de long. A l'issue de ce suivi, nous calculons une quantité de matériaux décaissés de ce cours d'eau sur une période d'un an.
- A une échelle de temps plus longue (70 dernières années), nous avons, dans un second temps, défini la quantité de matière exportée des berges vers l'étang, depuis leur création, en couplant une méthode topographique à partir de l'analyse de plans historiques et de la quantification de volumes actuels à l'aide de la méthode Lidar précédemment détaillée.

L'ensemble des résultats présentés ici a fait l'objet d'un article soumis dans le Journal *Hydrological Processes* s'intitulant « *Quantification of bank erosion in a drained agricultural catchment* ».

D'un point de vue méthodologique l'étude, à l'échelle de l'année hydrologique, est abordée au niveau du tronçon de contrôle évoqué dans la première partie de ce chapitre 258 érosion pins (pieux métalliques) ont été

installé au niveau de 44 stations dont la topographie a été préalablement mesurée à l'aide d'un DGPS. Ces stations ont été mise en place de manière arbitraire en s'affranchissant de l'état des berges avec une distance régulière entre chaque station. La dynamique d'érosion et d'accrétion sur ces pieux métalliques a été mesurée en moyenne tous les 92 jours. Cette mesure répétée permet d'appréhender une évolution morphologique du cours d'eau en réponse à l'érosion des berges.

Pour l'estimation à long terme, 120 profils historiques datant de la création des cours d'eau en 1944 localisés au sud-ouest du bassin versant, ainsi que les informations relatives à ces plans, ont été numérisés. Ces profils ont ensuite été utilisés dans un premier temps pour définir le volume occupé par le cours d'eau de contrôle en 1944 et dans un second temps, pour définir la morphologie moyenne des sections lors de leur création. Pour tester la représentativité de cette estimation de section moyenne, cette dernière a été comparée avec d'autres zones du bassin versant documentées par des profils historiques. Cette comparaison permet d'évaluer l'erreur liée à l'emploi de ce profil moyen. A l'aide de ce profil type, le volume occupé par les cours d'eau sur l'ensemble du bassin versant a pu être estimé en 1944. En parallèle, la méthode Lidar a été appliquée sur l'ensemble du réseau hydrographique actuel, afin de déterminer ce même volume 70 ans après. En comparant le volume passé au volume actuel, nous sommes en mesure de définir une vitesse de décaissement moyenne des fossés au cours des 70 dernières années. En supposant ce flux de départ constant dans le temps, il est ensuite possible de définir la part contributive des berges dans le comblement de l'étang du Louroux, pour les 10 dernières années.

Principaux résultats

Le suivi de la dynamique au niveau des stations d'érosion pins souligne une tendance globale de départ de matières à la base des berges. Cette incision induit une déstabilisation de la berge qui progressivement s'ef-

fondre par gravité. Une érosion moyenne de 17,7 mm a pu être calculée sur la longueur du cours d'eau de contrôle. Cette dynamique évolue au cours de la saison hydrologique, influencée par un certain nombre de paramètres, comme la couverture végétale dans le cours d'eau et la dynamique hydrologique. Ces paramètres vont favoriser une accumulation de matière sur les berges durant la première phase de mesures (novembre 2012 à janvier 2013) la végétation favorisant les dépôts de matières sur les berges en jouant le rôle de tampon. Au mois de janvier la végétation est brulée sur le cours d'eau et les phases d'érosion de berges dominant de janvier à avril 2013 en lien avec une dynamique hydrologique dominée par des épisodes de crues.

Par la combinaison des données morphologiques obtenues avec les relevés DGPS (hauteurs et largeurs des berges) avec celles mesurées au niveau des érosions pins, il est possible d'estimer un volume de matériaux exportés par les berges. Si l'on considère la hauteur moyenne de chacune des berges et la vitesse d'érosion sur chacune des deux berges durant la période de suivi, 35 et 44,6 m³ de matières ont été exportés de la berge en rives droite et gauche respectivement, ce qui correspond pour ce tronçon de contrôle à une vitesse d'érosion de l'ordre de 80 t.km⁻¹.

A l'échelle de ce même tronçon, la comparaison des plans de 1944 avec les relevés DGPS permet d'évaluer une incision pour ce cours d'eau de l'ordre de 245%. A partir des gabarits de section de cours d'eau retrouvés de manière disparate sur le bassin du Louroux, nous avons pu reconstituer une dimension de section moyenne sur l'ensemble du bassin. Pour estimer l'erreur possible liée à l'utilisation de cette section moyenne, des volumes de cours d'eau ont été calculés avec cette section moyenne et les vraies données historiques lorsqu'elles étaient disponibles. Cette comparaison nous permet d'estimer que l'emploi d'une section moyenne induit une erreur très limitée de l'ordre de +/- 6%. La compilation des plans historiques permet d'évaluer que juste après leur création, en 1944, les

cours d'eau sur le bassin du Louroux occupaient un volume de 34933 +/- 2095 m³. L'application de la méthode Lidar quantifie un volume actuel des cours d'eau sur le bassin du Louroux de l'ordre de 69138 m³ ce qui représente, en 69 ans, un export de matière annuel de l'ordre de 652 tonnes.an⁻¹ (avec une masse volumique apparente moyenne des berges de 1317 kg.m⁻³). Entre 1944 et 2013, près de 45000 tonnes de matériel issu de l'érosion et de l'incision des berges seraient ainsi venus s'accumuler dans l'étang du Louroux. Si ce flux érosif des berges est supposé constant dans le temps, les berges ont participé au comblement de l'étang du Louroux à hauteur de 27 à 30% du flux terrigène au cours des dix dernières années.

Il existe néanmoins trois grandes sources d'incertitudes. La première concerne la chronologie de mise en place des cours d'eau qui n'est pas connue sur l'intégralité du bassin. On suppose que la plupart du réseau hydrographique a été mis en place/recalibré odau vu des données que nous avons recueillies aux archives, mais il est également possible que localement certains fossés aient été mis en place plus tardivement. Ces données ne sont malheureusement pas disponibles. La seconde source d'incertitude liée à cette approche concerne la végétation qui peut induire localement une sous-estimation de la mesure Lidar et par conséquent la contribution des berges. La présence de végétation étant très restreinte, nous supposons que cette erreur est très limitée. Enfin, le dernier point pouvant causer une source d'incertitude correspond au fait que ces zones sont régulièrement entretenues par les exploitants agricoles. Ces fossés ont pu être curés localement. Une nouvelle fois, il n'est pas possible de quantifier le volume de matière exporté par les curages mais il semble négligeable.

Principales conclusions

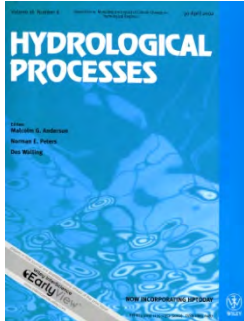
ous avons pu observer, à l'échelle d'un petit tronçon que les cours d'eau étudiés présentent une tendance à

l'érosion avec des phénomènes d'érosion/accrétion très dynamiques durant une année hydrologique.

A l'échelle plus globale, il est possible, en établissant un profil moyen, de comparer le volume des cours d'eau il y a 70 ans au volume actuel. Ces résultats indiquent que les volumes ont plus que doublé sous des phénomènes d'incision/effondrement.

Le traçage ne permet pas de reconstruire la variation de la contribution des berges dans le temps ce qui permettrait de voir des évolutions de contribution de cette source dans le temps. Les résultats obtenus avec la méthode présentée ici, indépendante de la méthode de traçage, donne des résultats dans la même tendance avec une contribution limitée des berges pour les périodes actuelles. Les résultats obtenus dans ce chapitre indiquent une contribution des berges de l'ordre de 27 à 30% pour les dix dernières années alors qu'elle avait été estimée entre 1 +/- 1.5 et 3 +/- 6.7% pour le traçage. Plusieurs explications peuvent argumenter cette différence. La première est que l'érosion des berges n'évolue pas de manière constante dans le temps comme proposé dans ce chapitre. Le second point peut-être expliqué par la représentativité de la carotte Lrx-1301 dans la dynamique globale de l'étang du Louroux. Au vu de la carte de classification des sédiments de surface proposée dans le chapitre 2, nous pouvons supposer que les sédiments des berges plus grossiers sédimentent dans les anses de l'étang et non pas en position centrale où a été prélevée la carotte.

Chapitre 4.2



Quantification of bank erosion in a drained artificial catchment

To published in: *Hydrological Processes*,
Copyright ISI Journal citation reports

Foucher Anthony¹, Salvador-Blanes Sébastien¹, Vandromme Rosalie², Cerdan Oliver², Desmet Marc¹

1. E.A 6293 GéoHydrosystèmes
Continentaux
Université François Rabelais
Parc de Grandmont
37200 Tours, France

2. Département Risques et Prévention
Bureau de Recherche Géologique
et Minière
3 avenue Claude Guillemin
45060 Orléans, France

Abstract

Long term and current volumes of sediments exported from stream banks were calculated as potential sources of siltation in a large pond located at the catchment outlet of a small agricultural lowland basin affected by high anthropogenic pressures (France). Short time bank activity was measured using a network of erosion pins along a small stream (1400 m) allowing to describe and to quantify the material exported over the winter 2012/2013 discharge. The material exported over the last 69 years for this same stream was quantified using an original approach comparing a compilation of three-dimensional historical stream redesign plans, dating back to 1944 with the state of the banks in 2013 (DGPS and Lidar data). An average profile has been extracted from the 119 historical cross sections and was extrapolated to calculate the volume occupied by the streams in 1944, on the entire catchment, to estimate an average rate of erosion over the last 69 years.

The results suggest a global trend of loss of material along the stream banks monitored by erosion pins with an average erosion of $17.7 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ representing an average volume of material exported of $75\text{t}\cdot\text{km}^{-1}$. Over 69 years, this same stream recorded an average export of $51\text{t}\cdot\text{km}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$ and the average bank dynamics is estimated at $14.5\text{t}\cdot\text{km}^{-1}\cdot\text{year}^{-1}$ over the whole catchment.

The contribution of bank material to the pond filling during the last ten years represents between 46 and 52% performing an extrapolation of erosion pins dynamics, and 27 to 30% with the comparison of Lidar data to the average profile extrapolated to the catchment. These results suggested the importance of bank source in the current and past water degradation in these agricultural lowland catchments corresponding to relatively under-studies areas where the anthropogenic pressures and farming input are important.

Key Words: *Bank erosion, Erosion-pins, Historical cross sections, Long term erosion, Channelisation*

4-2.1 | Introduction

Western European agricultural plains have been subjected to major land use changes and a global modernization of agricultural practices since the middle of the 20th century (Antrop, 2005). Gradually, the landscapes have opened, the plots have been enlarged and new areas formerly occupied by grasslands were gained to develop more productivist agricultural practices (Meneau, 2000). Large streams and drainage networks have been designed to drain the water of these usually hydromorphic areas (e.g Ciszewski and Czajka, 2014; Lenhart *et al.*, 2012). These rectilinear and over calibrated stream networks are nowadays deeply incised with steep and actively eroding banks (e.g Landemaine *et al.*, 2014; Malavoi and Adam, 2007; Prosser *et al.*, 2000). They can therefore significantly contribute to the increase in suspended sediment load of the water bodies and to the global degradation of water quality (e.g Bull, 1997; Mizugaki *et al.*, 2006; Zaimés *et al.*, 2006). Two major approaches have been developed to quantify this particular process of sediment supply to streams. The first one, using fingerprinting techniques, allows quantifying the rate of contribution of bank erosion to sediment delivery to streams vs. other processes (e.g Caitcheon *et al.*, 2012; Collins *et al.*, 2012; Foucher *et al.*, submitted; Olley *et al.*, 2013). The second one aims at quantifying the volume of sediments originating from bank erosion (e.g Kronvang *et al.*, 2013; Lawler, 1991; O'Neal and Pizzuto, 2011). Previous fingerprinting studies compiled by Walling and Collins (2005) indicate that bank erosion can contribute to 5 and 15% of sediment exports in British rivers. However, several studies have shown that this contribution can be much higher: it exceeds 40% in a significant number of catchments (Collins *et al.*, 2010; Owens *et al.*, 2000) and reaches more than 80% in specific conditions (e.g Kronvang *et al.*, 2013; Laceby, 2012; Olley *et al.*, 2013) highlighted the importance of

local conditions in regulating channel bank contributions.

Bank erosion has been largely studied in various, mostly morphogenic environments or on large streams (e.g Kessler *et al.*, 2013; Ta *et al.*, 2013). This is however not the case for stream banks located in intensively cultivated agricultural plains with narrow streams (<5m width).

Bank erosion is a natural process controlled by a various number of causal and driving process (Henshaw *et al.*, 2013). One of the most important factors controlling bank retreat is fluvial erosion (Darby *et al.*, 2007), which tends to increase during the flood events and can exhibit therefore seasonal patterns. Other processes are likely to promote bank erosion such as freeze-thaw action (Thorne, 1990; Wynn *et al.*, 2008; Yumoto *et al.*, 2006) or also sub-aerial processes like desiccation (Prosser *et al.*, 2000). All these factors result in the break-up and loss of material from the bank face, and mass failure whereby gravitational forces overcome resisting forces of friction, interlocking and cohesion (Lawler *et al.*, 1997). These factors will be more or less efficient depending on the vegetation cover state (Laubel *et al.*, 2003b; Wynn and Mostaghimi, 2006), the presence or absence of wood and roots into the channel (Watson and Marden, 2004) but also on the physical state of the bank depending on moisture (Green *et al.*, 1999; Simon *et al.*, 1999), texture (e.g Couper, 2003; O'Neill and Kuhns, 1994; Thorne, 1982) and animal trampling and burrows (Kauffman *et al.*, 1983; Trimble, 1994). The last factor that can induce bank erosion is the anthropogenic pressure exerted by the past and current stream management and also by the agricultural practices (e.g Lefrançois, 2007; Zaimés and Schultz, 2015; Zaimés *et al.*, 2006).

Various methodologies have been developed to quantify sediment loads originating from bank erosion with the aim to set up appropriate management practices to reduce this export of sediments. Most of these applications are limited by timescale and/or spatial scale survey technologies (Heritage and Hetherington, 2007). Most of the studies are focusing on the short timescale monitoring (day, month, year (Lawler, 1993)) with various methodologies such as erosion pins (e.g Couper et al., 2002; Palmer et al., 2014; Veihe et al., 2010), Photo-electronic erosion pins (Lawler, 1991; Lawler et al., 2001), airborne laser scanning (Milan et al., 2007; Thoma et al., 2005), aerial photography (Bartley et al., 2008; Grove et al., 2013). These approaches allow recording bank activities and dynamics at short to medium time scales. The major drawback for some of these methods is that they are highly dependent on the climatic conditions during the period of measurement, that they cannot be implemented over long time periods and that they do not give information on past bank erosion dynamics. The erosion pins technique was however considered to be the most appropriate for the study of short to medium term (seasonal) bank erosion dynamics assessment. Its relatively low implementation cost permits moreover a wide spatial coverage (Laubel et al., 2003a; Laubel et al., 2003b; Lawler et al., 1999). Past bank erosion measurement techniques exist but present some limitations as highlighted in the review of Lawler (1993). One of those is that the approaches using historical aerial pictures (De Rose and Basher, 2011), tree roots denudation (Malik and Matyja, 2008) or maps (Yao et al., 2011) allow measuring two-dimensional, lateral channel changes but the third dimension represented by bank height is often unavailable (Rhoades et al., 2009). To estimate the long-term erosive dynamics, an original approach combining three-dimensional historical cross sections and high resolution aerial Lidar data has been employed for this study to compare the reference state of banks during their design in 1944 to their state in 2013.

This paper therefore aims to quantify spatial and temporal variations in sediment delivery from bank erosion in an intensively cultivated lowland catchment, affected by high anthropogenic impacts (artificial ditches and dense drainage network). The volume of material eroded from stream banks is quantified at two different spatial and time scales:

- An annual volume of material eroded from stream banks during one hydrological year, using erosion-pins data collected along a small headwater stream (1400 m long).
- Long-term bank erosion has been estimated by comparing elevation data obtained in 2013 from DGPS acquisition combined with aerial Lidar survey to three-dimensional historical plans dating back to the stream redesign in 1944. This approach is applied at the stream, sub-catchment and at the catchment scale.

Finally this study will allow comparing the current and past proportions of bank material eroded against the total export of sediment which has been calculated at the catchment outlet. More generally, these results will give us a better understanding of the contribution of bank erosion in suspended sediment production in a lowland drained agricultural context.

4-2.2 | Material and methods

4-2.2.1 Study site

The experimental Louroux pond catchment is a small agricultural headwater basin (24km²), representative of intensive lowland agricultural regions of Western Europe. This study site is located in the south western part of the Parisian basin (France) (Fig. 4-2.1). It is monitored since the beginning of the year 2013 to record continuously at high temporal resolution the sediment dynamics and to fingerprint the origin of sediments transiting through the streams (Foucher et al., in press).

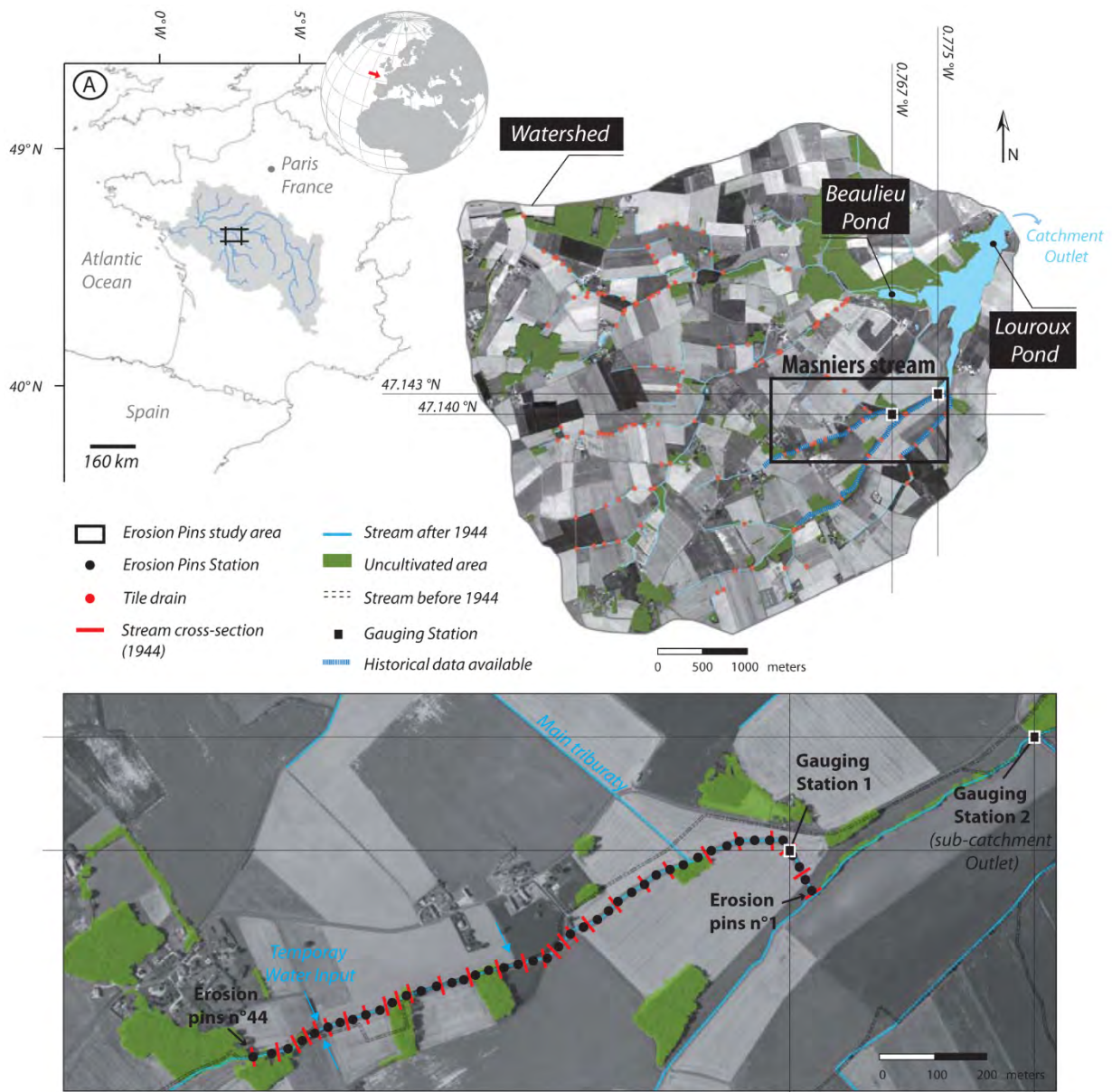


Fig. 4-2.1 (a) Localization of the experimental Louroux pond catchment in France. (b) Presentation of the study area, location of the gauging stations, tile drain outlets and streams. (c) Location of erosion pin sites and historical profiles.

This area is influenced by Atlantic climate with an average annual precipitation of 684mm. The basin is characterized by a very flat topography (mean slope of 0.44 %) with an elevation ranging from 94 to 129 m. The geology of this catchment is mainly dominated by four geological units: Senonian clayey formations, lacustrine limestone, Miocene shelly sands (Faluns de Touraine), and Quaternary aeolian silts (Rasplus *et al.*,

1982). The land use is mostly arable land, occupying 78% of the total area, followed by pasture (18 %) and forest (4%) (Corine land cover, 2002).

One of the most important water bodies of the area is located at the catchment outlet: the Louroux pond (52 ha). This reservoir allows to record the evolution of sediment deposits since the Middle Ages (1000 AD) (Fig. 4-2.1).

Since 70 years, this basin, as the majority of agricultural lowland areas in Western Europe, has extensively been affected by land use and agricultural practices changes and by the establishment of intensive cereal farming.

On this catchment, lands have been relocated and more than 30 km of stream channels have been created or redesigned since the Second World War. Today the catchment comprises approximately 45.5 km of streams, of which only 25% have been surrounded by grass strips as most of the streams are actually legally defined as ditches. We can estimate that the majority of the basin is drained and at least 210 tile drain outlets have been identified (*Fig. 4-2.1*).

As a result of these intensive modifications, the water quality in the streams and into the pond has degraded with the increase of agricultural inputs inducing a growing eutrophication of the water body. The sedimentation rate in the 52 ha pond, at the outlet of the catchment, became problematic with an average input ranging between 2152 and 2445 t.yr⁻¹ sediments within the last 10 years corresponding to an average erosion from the catchment comprised between 90 and 102 t.km⁻².yr⁻¹ (Foucher et al., in press).

Many sources of sediments described in previous studies can contribute to the filling of this pond such as surface soil erosion, drainage network transfers or also bank erosion (e.g Walling et al., 2002). In this study, the morphological variations of the banks within a hydrological year and since the last 69 years are measured in a small part of the catchment represented by a 1400 m long stream section (Masniers stream: *Fig. 4-2.1*) and then extrapolated over the entire catchment.

4-2.2.2 Material and methods

Two distinct methodological approaches were used with the following aims:

- reconstruct the short term dynamics of bank erosion and channel change to quantify current material exported
- quantify the material mobilized through bank erosion, this time, over the last 69 years.

Short-term morphological changes of banks

Spatial and temporal variations in sediment removal and accumulation at the bank sites were measured during the winter discharge (November 2012 – July 2013), using erosion pins and DGPS surveys.

The erosion-pins technique consists to insert metal rods into the bank at right angles to the bank face. The erosion and accretion dynamics can be assessed by repeated measurements. A total of 258 pins of 45 cm long and 0.8 cm diameter were deployed across 44 measurement sites along a 1400 m stream (*Fig. 4-2.1c*). The sites were positioned arbitrarily along the stream, with an interval between each station of approximately 32 m. Each of the stations is made up of 6 pins inserted at different levels into the bank. These metal rods are established at the top, the base and at the mid-height of the stream bank. The morphological evolution of the bank was quantified using a measuring stick and done by the same operator in January, April and July 2013 with an average measurement period of 92 days. Every station and every pin was georeferenced. Stream cross sections were measured at the same location as profiles dating back to 1944. These measurements were performed using a DGPS Magellan Pro Flex 500 with a centimetric resolution (*Fig. 4-2.1*). The first DGPS survey was conducted during the pins installation in November 2012, shortly before the beginning of the hydrological year.

To compare active erosion/accretion and stream dynamics through time, two continuous monitoring stations located within and downstream the Masniers stream and one weather station at the catchment outlet were positioned (*Fig. 4-2.1*). Continuous records of water le-

vel and turbidity are available from each of the monitoring stations using V-notch and turbidity sensors. However, these monitoring stations have been installed early in 2013 and therefore, do not cover the entire year of measurement (Fig. 4-2.2).

Estimation of long-term bank erosion

The introduction of intensive agriculture in the Louroux catchment has led to the creation of a dense stream network within only a few years. The streams were created by respecting predefined plans. Some of these plans were recovered at the local archives. Historical records correspond mainly to stream designs performed in the southern part of the watershed, particularly within the Masniers stream and further south (Fig. 4-2.1). These maps deliver precious informations about the dimensions and the morphology of the streams before and after recalibration in 1944. Conversely to other studies, these plans allow obtaining accurate informations in three dimensions and allow limiting errors on long term bank erosion estimates. These historical

data are composed of accurately positioned transverse profiles made on average every 51 m, which give data on the width at the bottom and at the top of the banks and the banks slope after recalibration. These lateral and longitudinal data were used to reconstruct the morphology of a part of the Masniers stream in 1944, using 43 cross sections over the same stream section as where DGPS profiles were performed. The stream morphology was then compared to the current morphology of the stream. From the 109 available historical cross sections collected in the south-western part of the Louroux catchment an average stream section after recalibration was then estimated. This average section was extrapolated over the entire hydrographic network to obtain the stream volume in 1944 for all the Louroux catchment. To assess the error associated with the use of an average section, a comparison was made with the volume of the streams documented with historical data in other parts of the catchment. The difference between both approaches allows evaluating the errors associated with the application of the average section.

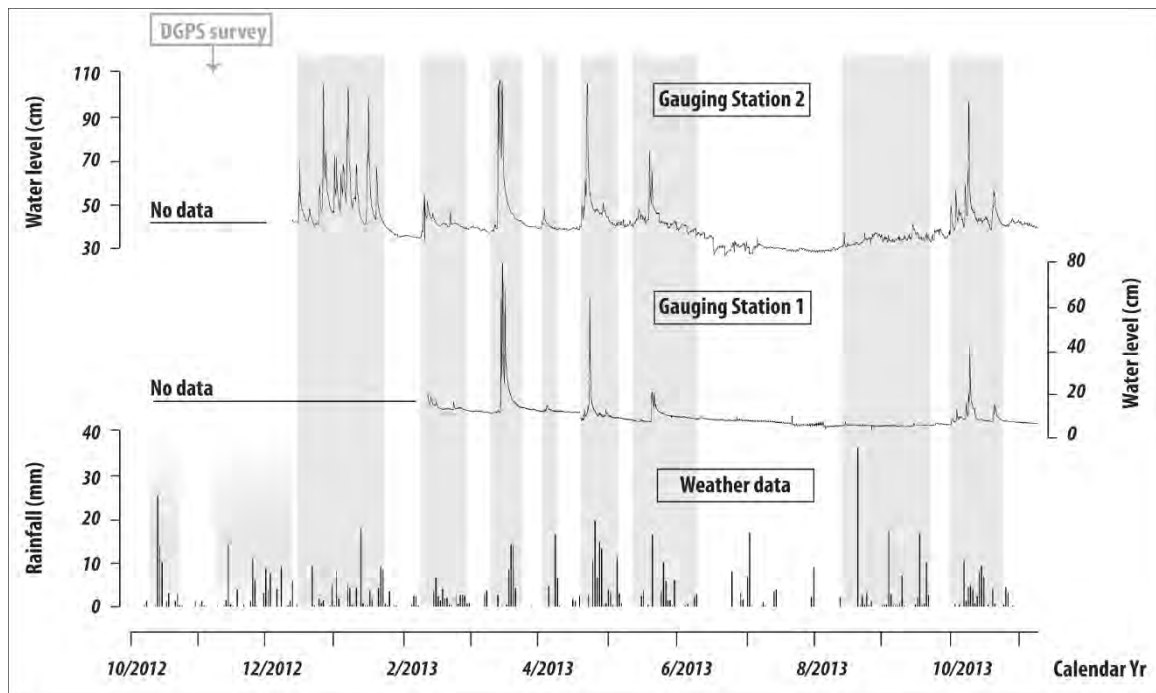


Fig. 4-2.2 Temporal change in discharge at gauging stations 1 and 2 and rainfall during the study year

In parallel to this approach derived from archive data, an airborne LiDAR campaign was conducted throughout the Louroux catchment in the spring of 2013, during a low water period. This survey produced a high-resolution airborne LiDAR record with a density of 7 points/m² before treatment and 4.5 points/m² after treatment. The LiDAR treatment steps are described in Vandromme *et al.* (submitted) and will be used to estimate the current stream morphology at the catchment scale.

4-2.3 | Results and discussion

4-2.3.1 Erosions pins activity

Of the 258 erosion pins installed along the stream, 83% have recorded at least once an erosive or depositional activity over the study period (*Fig. 4-2.3*).

Within this period of measurements, the erosion dynamics has dominated: 17.7 mm on average along the stream for the study period.

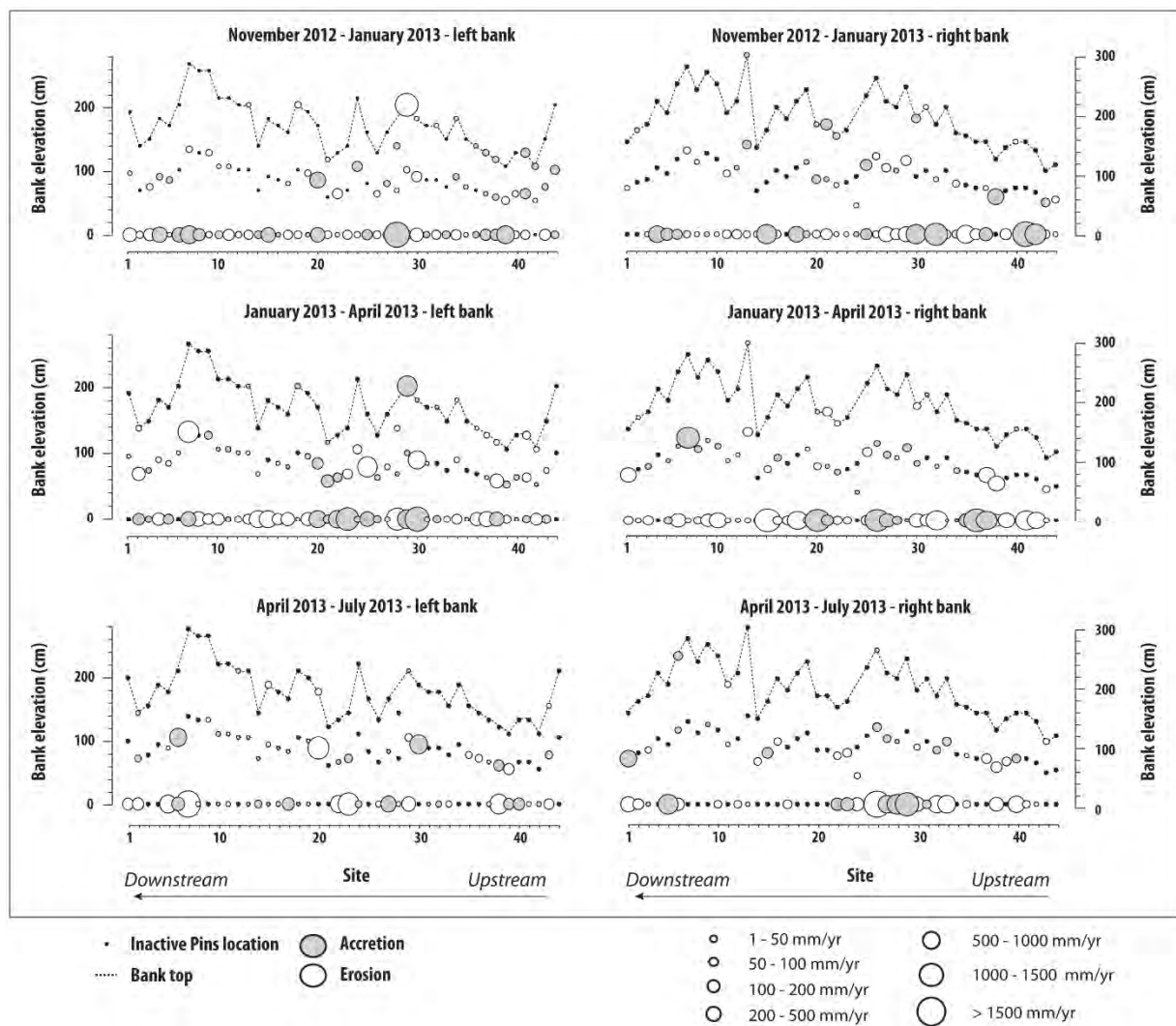


Fig. 4-2.3 Spatial and temporal evolution of pins activity during the hydrological year 2012/2013

During the first measurement campaign, 32% of the pins have shown erosion (25% accretion), for the second survey 37% (27% accretion) and at the last measurement period 26% (21% accretion).

A large proportion of erosion pins have not moved from a measurement period to the following. At the end of the first period, 41% of pins have shown stability, 35% after the second period and finally, 52% at the end of the measurements.

The maximum erosion rate was recorded during the third phase between April and July 2013 with an average loss of material estimated to 3136 mm.year⁻¹ at the pins station n°6 on the lower part of the bank. The most significant accretion was measured during the second phase of measurement between January and April 2013 with an average deposit of material on the left bank of 1693mm.year⁻¹ at the station n°29.

Current spatial and temporal evolution of bank dynamics

The three measurements periods present a distinct dynamics that is the consequence of numerous parameters such as, the bank state, the vegetation cover or the stream hydrodynamics (*Fig. 4-2.2*). Throughout the stream, during the first period (Nov. 2012-Jan. 2013), the sediment activity is dominated mainly by material deposition: a net mean accumulation rate of 19.8 mm.year⁻¹ can be estimated. This accumulation trend is reversed in the second phase of measurement with a net mean erosion rate of 30 mm.year⁻¹ along the stream. This erosional trend is accelerated during the last period with a net mean erosion rate of 41 mm.year⁻¹. As shown in *Fig. 4-2.3*, the last period of measurement shows more localized pins activities but this represents the most important loss of material.

The first survey period does not emphasize a clear spatial pattern of erosion/accretion activities along the stream. Still, *Fig. 3* shows that the majority of pins activities are mainly located at the lower part of the bank

where nearly all pins (94%) are active. The redistribution of material at the base of the bank can for a part be explained by the nature of substratum present in the stream bed of the Masniers stream (*Fig. 4-2.1*). This river is indeed located on non-cohesive sandy substratum (Rasplus et al., 1982), which is sensitive to excavation phenomena on the lower part of the bank and plays a significant role in the bank destabilization during the rewetting period. During the second survey period (Jan. to Apr. 2013) a spatial structure is observed, with two preferential accretion areas between the pin stations 20 to 30 and around pin station 35 surrounded by a global erosive trend. This is particularly the case for the lower part of the banks (*Fig. 4-2.3*). A longitudinal zoning also seems to be present during the last measurement phase, with pins groups between the stations 1 to 8, 20 to 30 and 37 to 41.

The accretion or erosive spatial structuration for the two last periods can be related to some extent to human management: a bridge is located between pins stations 20 and 21, and the Venturi channel of the monitoring station is between pins stations 4 and 5.

Morphodynamic evolution along the stream

A hierarchical cluster analysis (HCA) was performed to define the similarity / dissimilarity between the pins station activities along the stream and interpret the bank dynamics. To perform this classification all the pins stations and seasonal measurements have been compiled. Of this classification, three main areas are clearly distinguished which correspond to two classes: these are shown on *Fig. 4-2.4*. The downstream part of the river (area C) between pins stations 1 and 20 and the upstream part (area A) between pins stations 35 and 43 have a similar behavior, while area B in between presents a clearly different dynamics.

Fig. 4-2.4 illustrates the accretion/erosion dynamics considering the position in the bank, according to the

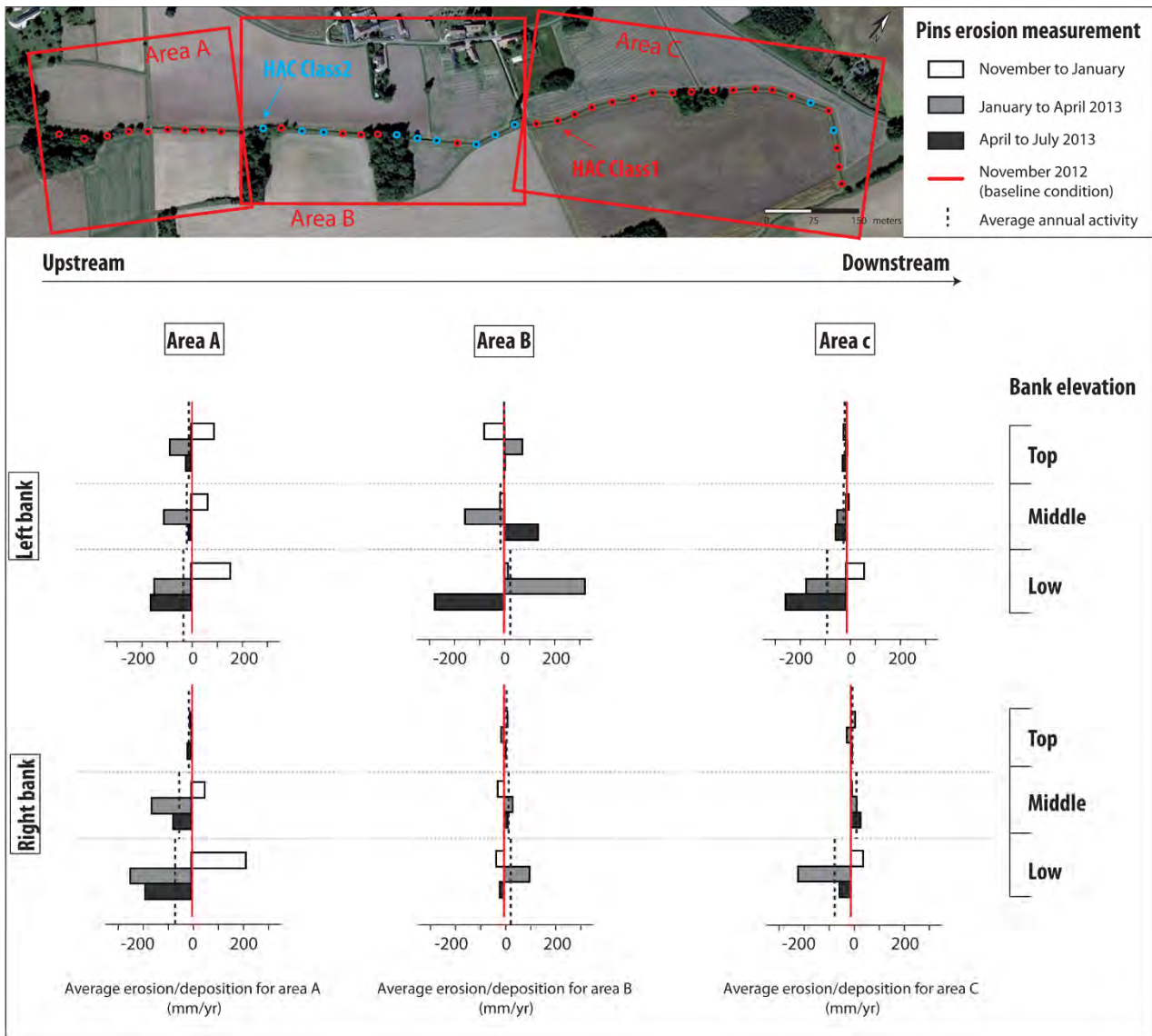


Fig. 4-2.4 Vertical and spatial evolution of stream bank dynamic during the winter discharge and location of the three main area and the two classes extracted from the HAC classification.

three defined areas. This longitudinal and vertical segmentation allows highlighting some trends in the bank dynamics.

From November to January, the stream is entirely covered by dense vegetation (reeds, thorn bushes) which protects the bank surface from the discharge at the beginning of the hydrological year (Fig. 4-2.3). This period promotes therefore a material accumulation in the downstream and upstream parts of the river especially

on the lower part of the bank (resp. +50 and +200mm.year⁻¹). The majority of the pins within areas A and C present positive activities (Fig. 4-2.4). This accretion can be explained by the elevation of water level and the first flood that tends to destabilize the banks by gravitational effect. During this period the bank migration is therefore hampered by the vegetation. The central part of the river has also an important vegetation development but this area shows a stable state of the

banks: the water level is high in this area with very low water dynamics.

At the beginning of January the vegetation has been crushed within the entire area A. The banks which were previously protected by decaying vegetation become more prone to erosion. During January to April, flood events are frequent especially at the beginning of January (Fig. 4-2.2). This period is characterized by a generalized loss of material in the A and C areas, with a mean export of $-225\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ for the lower part of the right bank in area A and -200 mm/year for the area C. Fig. 4-2.4 shows a systematic increasing erosion towards the base of the banks. In the B area this process is inverted with an accretion trend especially in the lower part of the left bank where an average deposit of $+300\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ has been calculated.

This accumulation trend is not generalized: at the middle part of the bank the pins indicate a net erosion of $-150\text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. This accumulation at the base of the bank and the erosion in the middle part seems to indicate a predominance of gravitational events in link with the bank destabilization that began during the first period.

During the last survey period, floods events are scarce (Fig. 4-2.2). The pins activities for the three areas stress this time global erosion (Fig. 4-2.4). For the Area A, all the pins on the both sides of the bank are marked by global erosion especially in the lower parts of the bank. The B area also shows a loss of material, with an export of $-275\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ on the lower parts of the left bank whereas at the middle part of the same bank an accretion of $+100\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ is observed. The downstream area shows the most important erosion dynamics between April and July with an average erosion of $-220\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ on the lower part of left bank.

Average measurements during the study period shown by the dotted lines on Fig. 4-2.4 indicate a global trend of loss of material in the upstream and the downstream parts of the river. This is especially the case for the

lower left and right parts of the banks for areas A (-45 and $-75\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$) and C (-90 and $-75\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$). On the other hand, a preferential accretion of material is measured for the lower parts of the banks in the B area ($+25\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$), (Fig. 4-2.4).

The stream bank activity in area A is characterized by an alternation of marked accretion and erosion events. In parts A and C of the stream, the banks are destabilized during the first month of the hydrological year and the material accumulated is evacuated by subsequent flood events. It is also possible that towards the end of the hydrological year another gravitational event provided fresh material. The B area has the same dynamics but the dynamic is reversed in comparison with the two other areas. In this area, the bank is eroding on the lower part during the first survey period, accumulating during the second, and eroding towards the end of the hydrological year.

Quantifying bank erosion during one hydrological year

From morphological data obtained during the DGPS survey and the sediment activities estimated with the erosion pins approach, an average volume of material exported during the 2012/2013 hydrological year has been calculated.

One of the limitations of this estimation is that the pins measurements have not been performed between July and October 2013, but with the presence of dense vegetation and the low rainfall and low water level recorded in the stream monitoring stations (Fig. 4-2.2), the sedimentary dynamics during this period will be considered low for this stream.

DGPS acquisition along the stream bed allows estimating an average height of the right and left banks of 200 and 158 cm, respectively. The measurements on pins previously described over the hydrological year enable to calculate, over all the bank height, a loss of $13.77\text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ on the right bank and $21.6\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ on the left bank. These data correspond to a mean annual loss

of material of $17.7 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ over the entire river bank channel.

From these figures, we can estimate that 35 m^3 and 44.6 m^3 of material were exported from the right and left bank, respectively. These results allow estimating an annual volume of 80.1 m^3 exported from the banks along the studied part of the Masniers stream (*Fig. 4-2.1*): this corresponds to an annual transfer of $61.5 \text{ m}^3\cdot\text{km}^{-1}$. With a mean dry bulk density in the stream banks of $1317 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (calculated from $n=5$ composite samples), 105 t of material has been exported from this 1400 m long stream section during one hydrological year, corresponding to $75 \text{ t}\cdot\text{km}^{-1}$. In view of the hydrological data, the 2012/2013 year is more humid (792.8 mm rainfall recorded) than the mean hydrological year (684 mm). This higher rainfall could imply higher bank erosion compared to a normal year. It is therefore important to estimation mean erosion rates over longer periods to escape from these climatic limitations.

Nevertheless, the results obtained in this study for the Masniers stream are of the same order of magnitude as previous studies conducted in Europe. In British rivers, Couper *et al.* (2002) have estimated an erosion rate ranging between 8.6 and $11.7 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. On Danish rivers, a study using erosion-pins gave values ranging between 25 and $36 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ (Kronvang *et al.*, 2012), and for another study led on a Danish agricultural catchment of 16 km^2 , Veihe *et al.* (2010) estimate a loss of material of 17.6 to $30.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. The results obtained for the current bank dynamics along a small stream are therefore comparable to previous studies led on small agricultural catchments.

4-2.3.2 Quantifying bank erosion for the last 70 years along the Masniers River

The stream bed morphology in 1944 was extracted from the historical data. The 3D details of these plans were used to reconstruct the morphology of these streams in 1944 and to quantify the volume occupied

by the streams. For this quantification, 44 historical profiles were used. Post-construction control with wooden templates suggests that the streams were rectilinear and very geometric. The elevation data are not replaced in the GIS to limit georeferencing conflicts and positioning errors between the georeferencing system used in 1944 and that one in 2013.

Using these historical plans, the morphology and the volume occupied by the stream in the Masniers River could be estimated. An average profile of the stream before the stream redesign is presented in *Fig. 4-2.5*. The average depth is 42 cm , whereas the volume occupied by this stream section has been estimated at 505 m^3 . The same operation was done for the profiles following the redesign in 1944. The volume of the stream increased by a factor of almost two, representing a volume of 1032 m^3 . The redesign resulted in an increase of the stream depth of 74% with a mean depth along the stream in 1944 of 73 cm .

DGPS surveys were processed according to the method proposed by Landemaine *et al.* (2014). Using the same location as the historical maps and cross sections, an average stream profile in 2013 has been estimated. The stream presents currently a mean depth of 179 cm , 353 cm width at the top of the bank and 119 cm width to the lower limit of the bank. Between 1944 after redesign and 2013 there has been an incision of 145% of the stream depth. DGPS data allow estimating that the stream occupied a volume of 3685 m^3 in 2013 that corresponds to an increase of 257% in comparison with the original volume in 1944. Therefore, 2653 m^3 have been exported within 69 years, this represents 38.4 m^3 per year on average.

With this methodology and by using the bank bulk density previously calculated, we can estimate that 3494 tons of sediments have been exported from the stream banks within 69 years, representing a mean input of $51 \text{ t}\cdot\text{year}^{-1}$ into the hydrosystem.

The 2013 stream morphology over the same area has as well estimated using airborne Lidar data.

The treatment of these data is detailed in Vandromme *et al.* (submitted). The major strength of this approach is that it allows overcoming the punctual nature of the DGPS survey to obtain after treatments a continuous DEM. It therefore potentially defines more precisely the current volume of the streams network with a possible application over larger areas. The drawback is that elevation accuracy is lower (~10 cm) than DGPS surveys, and vegetation and water exert a shielding effect. This methodology was thus applied to calculate the volume occupied by the Masniers stream and to compare it with results obtained with the DGPS profiles technique.

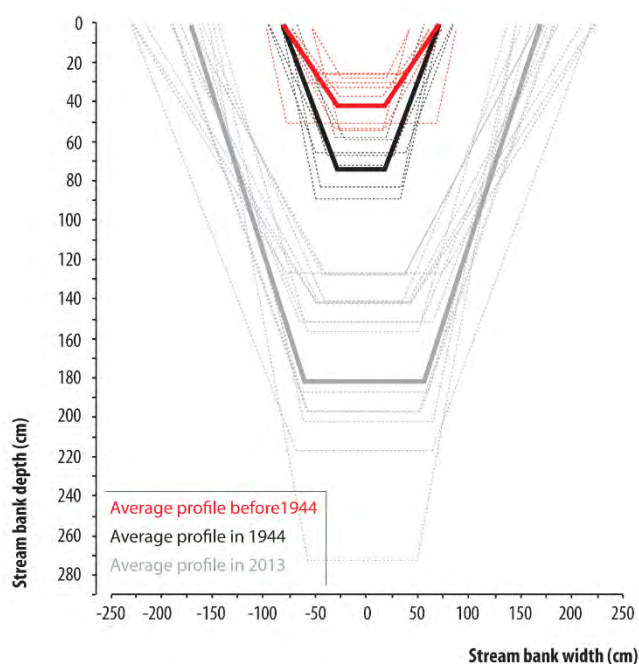


Fig. 4-2.5 Stream profiles evolution before and after the management in 1944, using historical plans and DGPS data for the Masniers sector

The result obtained with the LiDAR methods allows estimating a volume of 3295 m³ for this stream corresponding to an average annual export 42 t·year⁻¹.

The two approaches give therefore a similar value, with a difference of less than 11% by comparing the stream volume estimated with DGPS and LiDAR methods. The

extrapolation of the LiDAR method over the whole catchment induces therefore a low margin of error.

For the Masniers stream, bank erosion measured during the 2012-2013 hydrological year is multiplied almost by two compared with the historical data. Several parameters can explain these differences. The first of these concerns the high rainfall amount specific to this year, which may lead to an increase of bank erosional processes along the stream. The second reason is that there is a potential gradual increase of erosional processes with time in link with increasingly deep and less stable banks. One last explanation is that the non-cohesive shelly-sand substratum has been reached after a given time, and can accelerate the current bank erosion intensity compared with the long term bank erosion records.

4-2.3.3 Extrapolation of the Lidar approach over a larger area

In addition to the historical data collected in the Masniers stream, the south western part of the watershed is well documented, with a total of 76 additional historical profiles. These additional data allow estimating the bank erosion in a larger area than the Masniers stream. The stream volume over the entire catchment after stream redesign in 1944 was calculated by two means. The first approach uses the mean profile estimated within the Masniers stream, while the second one uses the data from all the 109 available profiles. This enables to account for differences between the local approach within the Masniers stream and the approach including more historical data over a larger area. By using the 76 historical profiles available for the 4.72 km stream we can estimated for this stream a volume 69 years ago of 3935 m³. For this same stream but this time by using an average profile (average profile of 173 cm of top bank width, 64 cm of low bank width and 67 cm depth,) calculated with the 109 historical profiles

available in the Louroux catchment, the volume occupied by the stream in 1944 is estimated at 3731 m³. An extrapolation of the average profile calculated with a whole of historical plans available for this entire catchment would be robust (they cause only +/- 6% of error in the area where the comparison is possible).

In 2013 these same 4.72 km long streams represent a volume of 8740 m³ according to the method using Lidar data (Vandromme et al., submitted). As previously noted with the Masnier stream the LiDAR approach underestimated the stream volume by around 11%. With a corresponding correction, we can therefore consider a real volume for these ditches of approximately 9700 m³. These results allows estimating an average bank erosion of 23 tons.km⁻¹.year⁻¹ by using the real historical cross sections along the 4.72 km stream and 24 tons.km⁻¹.year⁻¹ for the average profiles extracted from the 109 historical profiles.

These results obtained at the sub-catchment scale are similar do allow an extrapolation at the whole catchment scale.

4-2.3.4 Importance of bank erosion as sediment source at the catchment scale

The Louroux pond, located at the outlet of the catchment (Fig. 4-2.1) has recorded an average terrigenous input of sediment ranging between 2152 and 2445 t.yr⁻¹ for the 2003-2013 period (Foucher et al., in press). We will try in this part to estimate the contribution of bank erosion to the sediment input to the pond.

The bank erosion recorded along the Masnier River with the erosion pins was extrapolated over the entire hydrographic network (45.5 km of stream length). This extrapolation allows estimating a loss of 20 m³.km⁻¹ e.g. an annual gross delivery of material of 869 m³.yr⁻¹ over the entire catchment (average bank height = 1.17 m estimated from Lidar data and average erosion = 17.7 mm/year with the pins records) or 1130 t.yr⁻¹. The material exported from bank erosion would therefore contribute between 46 and 52% to the sediment delivery to

the pond if we consider the exports measured during the years 2012-2013 as representative of the 2003-2013 period.

At longer term, by calculating the current volume occupied by the streams in 2013 over the entire catchment and comparing it with the average stream profile after the stream redesign in 1944, an approximate gross delivery of bank material to the streams can be evaluated. With the mean profile previously used for the extrapolation, we can estimate that immediately after their redesign, the stream beds occupied a volume of 34933 +/- 2095 m³ over the entire catchment. The LiDAR approach at the catchment scale allows estimating a current volume of 69138 m³ +/- 11%. Within 69 years, this represents approximately 45000 t +/- 11% of bank material eroded that contributed to the pond filling, representing a mean sediment delivery of 652 t.yr⁻¹ +/- 11% between 1944 and 2013. We can thus, with the use of the historical approach, estimate that since the last ten years the sediment delivery from the banks would have contributed between 27 and 30% of the total terrigenous input accumulated into the pond.

Bank erosion seems to be a substantial source which contributes to the filling of the Louroux pond. Table 4-2.1 summarises the relative contribution of this source calculated with several methods, such as pins data, DGPS and Lidar acquisition and the use of historical plans.

Study scale	Contribution of bank source (%)	Average loss of material (t.km ⁻¹ .yr ⁻¹)
Stream	46 to 52	24.8
Sub-catchment	44 to 50	24
Catchment	27 to 30	14
Catchment (by fingerprinting)	1 (± 1.5) to 3 (± 6.7)	1 to 2

Table 4-2.1 Proportion of bank source to pond filling for the last 10 years estimated with various extrapolation scales compared to a fingerprinting method implemented on the Louroux catchment (Foucher et al, submitted).

The long term results obtained at different scales seem to indicate a decrease of the bank contribution to the pond filling at the larger scales. This scale effect can be attributed to many parameters, such as the topography, the local climate or also the geology. Geological units present in this catchment are variable. The non cohesive geological substratum present in the Masniers River and at the sub-catchment scale could allow a greater bank erosion dynamics compared to the other parts of the catchment where the substratum is probably more cohesive. The heterogeneity of the geological units within the catchment could therefore induce a spatial heterogeneity of bank erosion. Bank erosion rates estimated in the south western part of the catchment would therefore over-estimate bank erosion over the whole catchment.

A previous fingerprinting approach led in this catchment, based on the ^{137}Cs activity estimated that the subsurface (bank erosion) contribution contributed between 1% (+/-1.5%) and 3% (+/-6.7%) of the pond siltation for the last ten years (Foucher et al., submitted). This study is based on the use of a sediment core collected in the pond to reconstruct the past sediment sources. In this present study we have extrapolated the bank erosion rate calculated for the last 70 years at the catchment scale, to evaluate the contribution of this source in the sediment accumulated for the last ten year in the pond. Two main points could explain the differences between these two methods:

- The first one could be attributed to the representativeness of the sediment core which has been collected in the central part of the pond. As highlighted by the authors (Foucher et al., in press) the sedimentation in this pond is not homogenous and some areas downstream the main tributaries are characterised by a coarser material than what has been described in the core (Foucher et al., in press). We can therefore infer that the sediment core is not representative of all the sediment units present in this pond.

- The second one could be attributed to the use of a constant rate of bank erosion estimated for the last 69 years, to evaluate the contribution of this source to the pond siltation but this time for the last ten year. It is very likely not the case, due to the evolution of the banks geometry, and due to inter-annual variations of rainfall. It can be assumed that the bank erosion rate just after the stream redesigns is different from the bank erosion observed within the last ten years. The application of this means erosion rate can therefore induce a potential error.

The long term estimation presented in this study could have also some limitations. One of the limitations of this historical approach is that we do not know precisely the chronology of stream bank management. The majority of the streams have been redesigned in 1944 but it is possible that some areas have been managed later. However, these cases concern limited areas. It is assumed that at the scale of the last 69 years these errors are minor. Another limitation concerns the LiDAR measurements. The volume occupied by the streams is under-estimated locally by the presence of vegetation (Vandromme et al., submitted).

Despite these limits and to our knowledge, this study is the only one quantifying the contribution of bank material at long term along a 45.5 km of highly human-impacted streams and allows to open the discussion on the sediments sources to streams.

The two previous studies lead in this catchment (this one and Foucher et al., submitted) highlight that the banks seem to be a significant contributor to the pond siltation. At short time scale (during the low flow periods) the bank material contribution can nevertheless range between 51 to 60% of the total sediment flux (Foucher et al., submitted).

This study therefore allowed estimating a component of the sediment budget of the Louroux pond. It remains to define the origins of the 70 remaining % of material which participate currently and in the past to the pond

filling have to be determined to understand the evolution of bank contribution over the time.

4-2.4 | Conclusion

This study focused on estimating the magnitude of bank erosion at various spatial and temporal scales in a 24 km² cultivated lowland catchment. Results obtained at long and short term show that bank erosion is very dynamics. During the 2012-2013 winter discharge, a global loss of material has been recorded, with 105 t of material exported along a small 1400 m part of the Masnier stream. Over the measuring period an average erosion of -17.7 mm.year⁻¹ have been measured, with a dominance of erosion dynamics located at the lower part of the banks, were every pin are at list on lower position records one at least once an erosive activity. These results are comparable with other studies led in similar sized catchments and in temperate climate.

These short term erosion rates estimates are higher that the long term values calculated at small and large spatial scales where, for the same stream, we can estimate an average rate of erosion of 51t.year⁻¹.

The difference between these two approaches can be principally attributed to the incision phenomena. Through the time, the banks and streams are progressively incised in this area to achieve the non-cohesive geological substratum. Once the geological substrate reached the erosion dynamics increase gradually in the time. This parameter can so explain the difference between the current record and the long term bank erosion.

At the Louroux pond catchment scale, an average erosion since the last 69 years of 14 t.km⁻¹.year⁻¹ can be calculated. It is noticeable that the bank erosion seems to be one of the most important source of material exported thought the river systems on these agricultural plain catchment. For the last teen years, we can estimate, with the annual bank erosion measured over the

entire catchment that bank erosion can represent between 27 and 30% of the total sediment flux accumulated in the pond. Two others components will be potential sources of sediment in agricultural context: soil surface erosion and loose and transfer of material through the drain networks. The contribution of this last source is much less studied and opens interesting prospects to define the origins of materials participating to the degradation of water bodies, in the lowland drained environments.

Acknowledgements: The authors thank Xavier Bourrain and Jean-Noël Gautier for their advice and technical support. The Verseau and Drastic were financially supported by the water agency Agence de l'Eau Loire Bretagne (Loire-Brittany Water Agency).

Références chapitre 4.2

- Antrop, M., 2005. Why landscapes of the past are important for the future. *Landscape and Urban Planning*, 70(1-2), 21-34.
- Bartley, R., Keen, R.J., Hawdon, A.A., Hairsine, P.B., Disher, M.G., Kinsey-Henderson, A.E., 2008. Bank erosion and channel width change in a tropical catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(14), 2174.
- Bull, L.J., 1997. Magnitude and variation in the contribution of bank erosion to the suspended sediment load of the River Severn, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(12), pp. 1109-1123.
- Caitcheon, G.G., Olley, J.M., Pantus, F., Hancock, G., Leslie, C., 2012. The dominant erosion processes supplying fine sediment to three major rivers in tropical Australia, the Daly (NT), Mitchell (Qld) and Flinders (Qld) Rivers. *Geomorphology*, 151-152(No), pp 188-195.
- Ciszewski, D., Czajka, A., 2014. Human-induced sedimentation patterns of a channelized lowland river. *Earth Surface Processes and Landforms*, n/a.
- Collins, A.L., Zhang, Y., McChesney, D., Walling, D.E., Haley, S.M., Smith, P., 2012. Sediment source tracing in a lowland agricultural catchment in southern England using a modified procedure combining statistical analysis and numerical modelling. *Science of The Total Environment*, 414(0), 301-317.
- Collins, A.L., Zhang, Y., Walling, D.E., Grenfell, S.E., Smith, P., 2010. Tracing sediment loss from eroding farm tracks using a geochemical fingerprinting procedure combining local and genetic algorithm optimisation. *Science of The Total Environment*, 408(22), pp. 5461-5471.
- Corine land cover, 2002. EEA-ETC/TE. 2002. CORINE land cover update. I&CLC2000 project. Technical guidelines, <http://terrestrial.eionet.eu.int>.
- Couper, P., 2003. Effects of silt-clay content on the susceptibility of river banks to subaerial erosion. *Geomorphology*, 56(1-2), pp. 95-108.
- Couper, P., Stott, T., Maddock, I., 2002. Insights into river bank erosion processes derived from analysis of negative erosion-pin recordings: observations from three recent UK studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(1), 59.
- Darby, S.E., Rinaldi, M., Dapporto, S., 2007. Coupled simulations of fluvial erosion and mass wasting for cohesive river banks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3), F03022.
- De Rose, R.C., Basher, L.R., 2011. Measurement of river bank and cliff erosion from sequential LIDAR and historical aerial photography. *Geomorphology*, 126(1-2), 132.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Desmet, M., Simonneau, A., Chapron, E., Evrard, O., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., in prep. Increased erosion and sediment yield in a lowland catchment following the intensification of agriculture (Louroux catchment, Loire Valley, France, 1950-2010). *Anthropocene*.
- Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Lacey, J.P., Le Gall, M., Lefèvre, I., Cerdan, O., Rajkumar, V., Desmet, M., submitted. Quantifying the dominant sources of sediment in a lowland (drained) agricultural catchment of Western Europe: novel insights provided by fingerprinting based on ¹³⁷Cs and (associated/alternative) grain size corrections. *Geomorphology*.
- Green, T.R., Beavis, S.G., Dietrich, C.R., Jakeman, A.J., 1999. Relating stream-bank erosion to in-stream transport of suspended sediment. *Hydrological Processes*, 13(5), pp. 777-787.
- Grove, J., Croke, J., Thompson, C., 2013. Quantifying different riverbank erosion processes during an extreme flood event. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(12), 1393.
- Henshaw, A.J., Thorne, C.R., Clifford, N.J., 2013. Identifying causes and controls of river bank erosion in a British upland catchment. *CATENA*, 100, 107-119 p.
- Heritage, G., Hetherington, D., 2007. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(1), 66.
- Kauffman, J.B., Krueger, W.C., Vavra, M., 1983. Impacts of Cattle on Streambanks in Northeastern Oregon. *JOURNAL OF RANGE MANAGEMENT*, 36, pp. 683-685.
- Kessler, A.C., Gupta, S.C., Brown, M.K., 2013. Assessment of river bank erosion in Southern Minnesota rivers post European settlement. *Geomorphology*, 201(0), pp. 312-322.
- Kronvang, B., Andersen, H., Larsen, S.r., Audet, J., 2013. Importance of bank erosion for sediment input, storage and export at the catchment scale. *Journal of Soils and Sediments*, 13(1), 230-241.
- Kronvang, B., Audet, J., Baattrup-Pedersen, A., Jensen, H.S., Larsen, S.E., 2012. Phosphorus Load to Surface Water from Bank Erosion in a Danish Lowland River Basin. *J. Environ. Qual.*, 41(2), 304-313.
- Lacey, J.P., 2012. The Provenance of Sediment in Three Rural Catchments in South East Queensland, Australia. Thesis (PhD Doctorate), Griffith University,

Brisbane.

- Landemaine, V., Gay, A., Cerdan, O., Salvador-Blanes, S., Rodrigues, S., in press. Morphological evolution of a rural headwater stream after channelisation. *Geomorphology*(0).
- Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B., Jensen, C., 2003a. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrological Processes*, 17(17), 3443.
- Laubel, A., Kronvang, B., Hald, A.B., Jensen, C., 2003b. Hydromorphological and biological factors influencing sediment and phosphorus loss via bank erosion in small lowland rural streams in Denmark. *Hydrological Processes*, 17(17), 3443-3463.
- Lawler, D.M., 1991. A new technique for the automatic monitoring of erosion and deposition rates. *Water Resources Research*, 27, pp. 2125-2128.
- Lawler, D.M., 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change: A review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18(9), pp. 777-821.
- Lawler, D.M., Grove, J.R., Couperthwaite, J.S., Leeks, G.J.L., 1999. Downstream change in river bank erosion rates in the Swale–Ouse system, northern England. *Hydrological Processes*, 13(7), 977.
- Lawler, D.M., Thorne, C.R., Hooke, J.M., 1997. Bank erosion and instability. C.R. Thorne, R.D. Hey, M.D. Newson (Eds.), *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 137-172.
- Lawler, D.M., West, J.R., Couperthwaite, J.S., Mitchell, S.B., 2001. Application of a Novel Automatic Erosion and Deposition Monitoring System at a Channel Bank Site on the Tidal River Trent, U.K. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(2), 237.
- Lefrançois, J., 2007. Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste., Université de Rennes 1, 280 pp.
- Lenhart, C.F., Verry, E.S., Brooks, K.N., Magner, J.A., 2012. Adjustment of prairie Pothole streams to land-use, drainage and climate changes and consequences for turbidity impairment. *River Research and Applications*, 28(10), pp. 1609-1619.
- Malavoi, J.R., Adam, P., 2007. La restauration hydromorphologique des cours d'eau: concepts et principes de mise en œuvre. *Ingénieries*, 50, p 49-61.
- Malik, I., Matyja, M., 2008. Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Opava River, Czech Republic). *Geomorphology*, 98(1-2), 126.
- Meneau, M., 2000. Histoire de l'agriculture en Touraine des origines à nos jours.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), 1657.
- Mizugaki, S., Nakamura, F., Araya, T., 2006. Using dendrogeomorphology and ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb radiochronology to estimate recent changes in sedimentation rates in Kushiro Mire, Northern Japan, resulting from land use change and river channelization. *CATENA*, 68(1), 25.
- O'Neal, M.A., Pizzuto, J.E., 2011. The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South River, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 695-701 p.
- O'Neill, M.P., Kuhns, M.R., 1994. Stream bank erosion and flushing flows. Stream Notes July 1994. Stream System Technology Center, Fort Collins, Colorado.
- Olley, J., Burton, J., Smolders, K., Pantus, F., Pietsch, T., 2013. The application of fallout radionuclides to determine the dominant erosion process in water supply catchments of subtropical South-east Queensland, Australia. *Hydrological Processes*, 27(6), pp 885-895.
- Owens, P.N., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 2000. Tracing fluvial suspended sediment sources in the catchment of the River Tweed, Scotland, using composite fingerprints and a numerical mixing model. I.D.L. Foster (Ed.), *Tracers in geomorphology*, Wiley, Chichester, pp. 291–308.
- Palmer, J.A., Schilling, K.E., Isenhardt, T.M., Schultz, R.C., Tomer, M.D., 2014. Streambank erosion rates and loads within a single watershed: Bridging the gap between temporal and spatial scales. *Geomorphology*, 209, pp. 66-78.
- Prosser, I.P., Hughes, A.O., Rutherford, I.D., 2000. Bank erosion of an incised upland channel by subaerial processes: Tasmania, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(10), pp. 1085-1101.
- Rasplus, L., Macaire, J.J., Alcaydé, G., 1982. Carte géologique de Bléré au 1:5000, Editions BRGM.
- Rhoades, E.L., O'Neal, M.A., Pizzuto, J.E., 2009. Quantifying bank erosion on the South River from 1937 to 2005, and its importance in assessing Hg contamination. *Applied Geography*, 29(1), 125.
- Simon, A., Curini, A., Darby, S.E., Langendoen, E.J., 1999. Streambank mechanics and the role of bank and near-bank processes in incised channels. S.E. Darby, A. Simon (Eds.), *Incised River Channels: Processes, Forms, Engineering and Management*, John Wiley & Sons Ltd, London, 123-152.
- Ta, W., Jia, X., Wang, H., 2013. Channel deposition induced

- by bank erosion in response to decreased flows in the sand-banked reach of the upstream Yellow River. *CATENA*, 105(0), pp. 62-68.
- Thoma, D.P., Gupta, S.C., Bauer, M.E., Kirchoff, C.E., 2005. Airborne laser scanning for riverbank erosion assessment. *Remote Sensing of Environment*, 95, 493-501 p.
- Thorne, C., 1990. Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. In *Vegetation and Erosion*, Thorne JB (ed.). Wiley: Chichester, pp. 125–144.
- Thorne, C.R., 1982. Processes and mechanisms of river bank erosion. R.D. Hey, J.C. Bathurst, C.R. Thorne (Eds.), *Gravel-Bed Rivers*, Wiley, Chichester (1982). 227-259.
- Trimble, S.W., 1994. Erosional effects of cattle on stream-banks in Tennessee, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(5), pp. 451-464.
- Vandromme, R., Foucher, A., Cerdan, O., Salvador-Blanes, S., submitted. Quantification of bank erosion of artificial drainage networks using LIDAR data. *Zeitschrift für geomorphologie*.
- Veihe, A., Jensen, N.H., Schiøtz, I.G., Nielsen, S.L., 2010. Magnitude and processes of bank erosion at a small stream in Denmark. *Hydrological Processes*, 25(10), 1597.
- Walling, D.E., Collins, A.L., 2005. *Sediment Budgets*, IAHS Press, Wallingford. 123–133.
- Walling, D.E., Russell, M.A., Hodgkinson, R.A., Zhang, Y., 2002. Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK. *CATENA*, 47(4), 323-353.
- Watson, A.J., Marden, M., 2004. Live root-wood tensile strengths of some common New Zealand indigenous and plantation tree species. *New Zealand Journal of Forestry Science*, 34(3), 344-353.
- Wynn, T.M., Henderson, M.B., Vaughan, D.H., 2008. Changes in streambank erodibility and critical shear stress due to subaerial processes along a headwater stream, southwestern Virginia, USA. *Geomorphology*, 97(3-4), 260.
- Wynn, T.M., Mostaghimi, S., 2006. Effects of riparian vegetation on stream bank subaerial processes in southwestern Virginia, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(4), pp. 399-413.
- Yao, Z., Ta, W., Jia, X., Xiao, J., 2011. Bank erosion and accretion along the Ningxia Inner Mongolia reaches of the Yellow River from 1958 to 2008. *Geomorphology*, 127(1-2), pp. 99-106.
- Yumoto, M., Ogata, T., Matsuoka, N., Matsumoto, E., 2006. Riverbank freeze-thaw erosion along a small mountain stream, Nikko volcanic area, central Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(4), pp. 325-339.
- Zaimes, G.N., Schultz, R.C., 2015. Riparian land-use impacts on bank erosion and deposition of an incised stream in north-central Iowa, USA. *CATENA*, 125(0), pp. 61-73.
- Zaimes, G.N., Schultz, R.C., Isenhardt, T.M., 2006. Riparian land uses and precipitation influences on stream bank erosion in central Iowa. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 42(1), 83.

Chapitre 5
Conclusion et perspectives



*Paysage de plaine agricole drainé, printemps 2012, Bassin
versant du Louroux, photo A. Foucher*

Chapitre 5

Conclusion & perspectives

Dans ce travail, il s'agissait de reconstruire la dynamique sédimentaire en contexte de plaine agricole sous l'effet des changements d'usages des sols. Jusque là, de nombreuses études avaient soulevé l'effet néfaste de cette production excessive de matière en suspension dans la dégradation des environnements aquatiques ; mais aucune étude couplant une approche à long et court terme n'avait été développée dans des milieux de plaine, en Europe de l'ouest.

En effet, ces milieux sont réputés peu morphogènes et l'étude sédimentologique compliquée par le fort impact des activités anthropiques. Or, compte-tenu des très grandes superficies concernées et de la dégradation morphologique des cours d'eau observée de manière généralisée notamment en tête de bassin, il nous est apparu important de mieux comprendre et quantifier les processus de transfert de matières en suspension dans ces milieux.

Pour atteindre ces objectifs, des approches complémentaires ont été développées sur le bassin du Louroux, représentatif des têtes de bassin versant de plaine intensivement cultivées, et présentant le potentiel d'avoir un étang constituant un réceptacle sédimentaire à son exutoire. Nous avons cherché à reconstruire, quantifier, tracer et décrire les mécanismes et les modalités de départ et de transfert de matière ayant conduit à l'état actuel de l'étang du Louroux. L'originalité de ces travaux était de se focaliser sur une zone où les processus érosifs sont classiquement décrits comme mineurs mais où les processus de connectivité sont importants. Cette notion de connectivité, est comme nous l'avons vue, essentielle dans ces régions où elle peut favoriser une production sédimentaire non négligeable.

Les approches proposées permettent de reconstruire le cheminement inverse des particules, depuis leur accumulation dans l'étang, jusqu'aux processus qui les ont générés, sur les versants. Elles se distinguent en trois temps :

- une quantification de l'impact des changements d'usages des sols sous l'effet de l'agriculture contemporaine, sur la production sédimentaire.
- une identification des sources à l'origine des sédiments transitant actuellement et au cours des 10 dernières années dans les hydrosystèmes depuis l'amont de l'étang
- une caractérisation des processus à l'origine des départs de matière depuis les berges ainsi qu'une quantification de la contribution de ce compartiment dans le flux sédimentaire total, pour une année hydrologique et au cours des 70 dernières années.

Ces approches ont été basées principalement sur l'étude des stocks sédimentaires accumulés dans l'étang du Louroux (**chapitre 2**) qui offre l'avantage d'avoir un archivage des flux passés. Ces stocks, couplés à une méthode de traçage (**chapitre 3**) et de quantification des sources (**chapitre 4**), permettent de préciser la proportion relative des différentes sources à l'origine de la matière accumulée dans l'étang.

5.1 | Contribution historique

L'étude des sédiments lacustres offre l'opportunité de reconstituer à haute résolution temporelle et en continu, les conséquences environnementales de l'intensi-

fication des pratiques agricoles. Les résultats obtenus au cours de ces travaux confirment une forte augmentation des taux d'érosion liée aux larges modifications du milieu depuis la seconde moitié du XX^{ème} siècle (**chapitre 2**). L'érosion calculée sur les versants pour l'époque qui s'étale possiblement sur plusieurs siècles jusqu'à la période pré-1945 est modeste (1,6 t.km⁻².an⁻¹). Elle est sans commune mesure avec les incidences érosives de l'agriculture moderne pratiquée sur le bassin du Louroux depuis les années 1950. Les profondes mutations agricoles, marquent une déstabilisation du système qui enregistre en retour des flux entrant dans la masse d'eau très élevés (13000 t.an⁻¹). Au fil des décennies, ces flux tendent, progressivement vers un retour à l'équilibre sans néanmoins permettre un retour à l'état initial (2150 à 2440 t.an⁻¹). L'époque contemporaine souligne des impacts environnementaux irréversibles avec un flux transitant actuellement jusqu'à l'étang près de 60 fois supérieur à l'époque antérieure aux années 1950.

L'étude sédimentologique traduit également une empreinte grandissante de l'agriculture contemporaine sur l'écosystème lacustre qui marque depuis les années 1970-1980 une forte augmentation de la production autochtone dans la masse d'eau avec une évolution rapide vers un milieu de plus en plus eutrophe. Ces phénomènes d'eutrophisation stimulés par des apports de nutriments d'origines naturels ou agricoles toujours largement employés sur ces milieux de plaines, associés à un flux sédimentaire excédentaire, sont donc à l'origine de conséquences environnementales beaucoup plus spectaculaires couplant colmatage, pollution et eutrophisation des environnements aquatiques. Dans ce cas de l'étang du Louroux, millénaire, la production actuelle (autochtone et allochtone) aboutirait à un comblement total dans 50 à 100 ans.

5.2 | Les sources de sédiments en contexte de plaine agricole

Face à l'inquiétude que génère la dégradation des hydrosystèmes dans les régions agricoles, nous avons tracé les sources qui participent à la dégradation de ces masses d'eau. Classiquement admises au nombre de trois dans ces contextes de plaines (drains, érosion de berges et de sols), les résultats obtenus à l'aide du traçage sédimentaire (**chapitre 3**) laissent supposer que les matériaux issus des sols et des drains correspondent à une seule et même source. En effet, la caractérisation chimique des sédiments en provenance de ces deux compartiments indique des propriétés similaires correspondant à une sollicitation de l'horizon supérieur des sols (15 à 30 premiers centimètres). Les réseaux de drainage ne peuvent donc pas être qualifiés de source au sens strict, mais d'une manière plus générale, de voie de transfert des particules depuis les horizons superficiels du sol.

La ressource en sol peut donc dans ces contextes, subir une érosion hydrique impliquant un transport par ruissellement superficiel ou des migrations particulières au sein des profils de sols. Les phénomènes de ruissellement de surface sont dans ces milieux fortement accélérés et canalisés par des aménagements anthropiques temporaires, spécifiques, permettant l'évacuation de l'eau (dérayures agricoles) tandis que les réseaux de drainage assurent une connexion optimale des sols aux cours d'eau. A l'issue de nos travaux, nous n'avons pas pu identifier l'importance relative de chacun de ces deux processus de transferts.

L'érosion des berges semble, quant à elle, intervenir en bruit de fond tout au long de l'année avec une part faible du flux sédimentaire. Nous avons pu estimer la part relative de ce compartiment à l'aide de deux méthodes distinctes et indépendantes. Ces approches donnent des résultats dans la même tendance : l'aspect « quantification » (**chapitre 4**), avec une contribution des berges de l'ordre de 27 à 30% du flux sédimentaires et pour le traçage de l'ordre de 1 +/- 1,5 à 3 +/- 6,7% (**chapitre 3**).

Les différences entre les deux approches sont principalement liées à la représentativité du site de carottage Lrx-1301 et à l'application d'un taux d'érosion de berges constant dans le temps pour cette estimation, ce qui n'est vraisemblablement pas le cas.

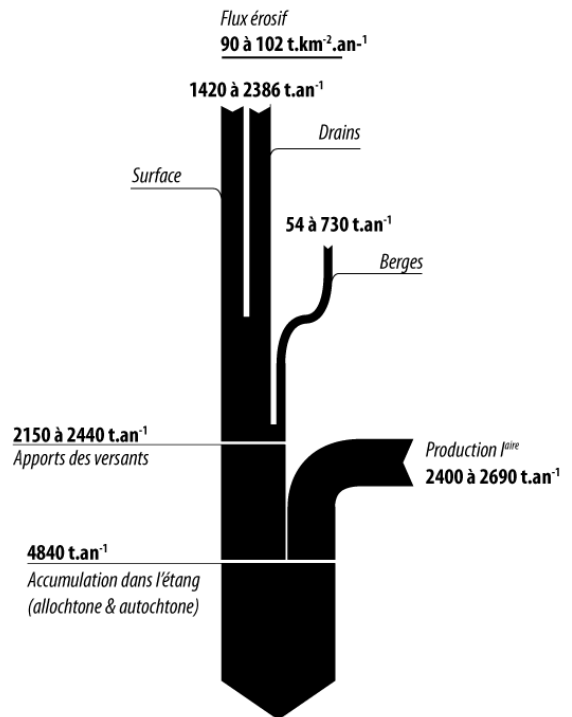
Ces deux résultats indiquent que la source « berge » est minoritaire dans ce contexte et nous permet de calculer une contribution des sols comprise entre 70 et 99% du flux annuel pour les 10 dernières années.

5.3 | Bilan sédimentaire

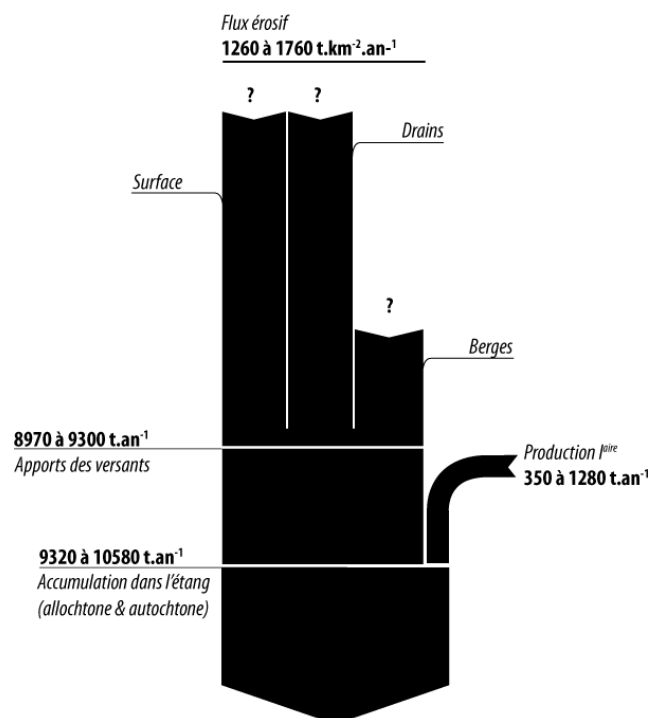
Afin de dresser une image exhaustive de la dynamique sédimentaire, nous avons réalisé un bilan érosion/transport/sédimentation en combinant les principaux résultats présentés dans cette thèse (Fig. 5.1a). L'étude des sédiments lacustres nous a permis d'évaluer une accumulation de matière dans la masse d'eau d'environ 2150 à 2440 t.an⁻¹ pour les 10 dernières années. Ce taux d'accumulation correspond à un flux entrant dans le système en provenance des différentes sources qui peut-être évalué entre 90 et 102 t.km⁻².an⁻¹. La contribution des berges dans ce flux entrant a pu être estimée par deux méthodes et l'on peut estimer un flux annuel originaire de ce compartiment de l'ordre de 54 à 730 t.an⁻¹ (en utilisant les bornes supérieures et inférieures de chaque méthode). Aucune quantification n'a pu être réalisée pour la contribution des sols sur le site du Louroux, mais il est probable que l'érosion de ce compartiment soit proche de 1420 et 2386 t.an⁻¹. Il est, à ce stade de nos connaissances, impossible d'affiner ce bilan en définissant la part respective des transferts par le ruissellement de surface et par les drainages. L'eutrophisation de la masse d'eau et la production algale autochtone (2400 et 2690 t.an⁻¹) participant à la quasi moitié du comblement de l'étang, il nous est apparu important de l'ajouter au bilan sédimentaire.

Fig. 5.1: Compilation des résultats acquis durant cette thèse pour dresser le bilan sédimentaire sur le bassin du Louroux. (a) pour les 10 dernières années, (b) durant la fin de la phase d'aménagements des années 1960.

a) Bilan sédimentaire de 2003 à 2013



b) Bilan sédimentaire de 1960 à 1970



En parallèle à ce budget sédimentaire dressé pour les 10 dernières années, nous présentons également en comparaison un bilan sédimentaire, incomplet, pour la période d'anthropisation du bassin entre 1960 et 1970 (Fig. 5.1b).

Les flux sont nettement plus élevés que les flux actuels. Entre 8970 et 9300 t.an⁻¹ se sont accumulés dans l'étang.

Ce flux entrant dans les cours d'eau correspond à une érosion sur les versants comprise entre 1260 à 1760 t.km².an⁻¹. L'eutrophisation du milieu qui ne se fait pas encore ressentir fortement, correspond à une production primaire qui peut-être évaluée à près de 350 à 1280 t.an⁻¹. Malheureusement, la méthode de traçage employée dans nos travaux concerne les parties récentes de l'enregistrement, et ne permet donc pas de définir la contribution relative des différentes sources durant ces périodes d'aménagement.

Ces deux bilans bien qu'incomplets, montrent clairement que les flux transitant jusqu'à l'étang ont fortement diminué, mais deux aspects viennent nuancer ces observations :

- le flux sédimentaire arrivant à l'étang reste important et ne décroît plus depuis 20 ans.
- la production primaire ne cesse d'avoir une part de plus en plus importante soulignant des apports d'intrants toujours plus importants dans ces milieux.

Cette prise de conscience de la perte en sols en contexte de plaine soulève de nombreuses questions quant aux conséquences environnementales et économiques. Si aucun aménagement efficace n'est mis en place dans ces milieux dans les prochaines années, les propriétés agronomiques des sols vont peu à peu se dégrader sous l'effet de la perte de matières, engendrant une diminution des rendements agricoles. Pour compenser et retrouver des rendements corrects, les exploitants devront dans un futur proche avoir recours à un emploi de plus en plus accru d'intrants. Ces derniers finiront *in fine*, associés au transfert sédimentaire,

exportés vers les hydrosystèmes. Il s'avère à ce stade, impossible de préconiser des aménagements compte tenu du manque de connaissance sur les voies de transferts. Au vu des observations de terrain, nous pouvons constater l'inefficacité des bandes enherbées censées limiter la connectivité des milieux à l'échelle du Louroux. Ces dernières sont en effet de manière récurrente, intersectées par des dérayures qui relient les parcelles aux cours d'eau.

Les drains soulèvent quant à eux de nombreuses questions s'ils venaient à constituer la voie de transfert majoritaire. On peut dès lors se demander comment réduire les flux aux exutoires des drains. Avec ses quelques 220 collecteurs de drains, le bassin du Louroux nous apparaît de façon triviale comme un vaste réseau hydrographique méconnu. Il serait impossible de supprimer à grande échelle ces réseaux, sous peine d'engendrer de nouveaux exports massifs vers les hydrosystèmes. La réduction des flux passera par un réajustement de la ligne d'eau des rivières ou par le comblement des drains. Ces deux solutions empêcheraient la poursuite d'une agriculture céréalière intensive, du fait d'une re-saturation progressive des sols en eau durant une grande partie de l'année ce qui conduirait nécessairement à un nouveau changement des pratiques culturales sur ces milieux.

La compréhension de ces sources et plus particulièrement de leurs voies de transferts sont donc essentielles pour la gestion des flux de matière. Les aménagements qui en découlent le sont tout autant. On touche ici, avec la prise en compte environnementale, à une remise en cause des agricultures intensives dans ces contextes de plaines anthropisées ayant des conséquences socio-économiques pour les 17 exploitants du Louroux et pour les exploitants travaillant les quelques 3 millions d'hectares drainés en France.

5.4 | Perspectives pour les recherches à venir

Les perspectives envisagées sur le site du Louroux portent sur trois principaux points : l'estimation des flux sur le site expérimental, le traçage sédimentaire et la modélisation de l'érosion des sols. Ces informations sont résumées dans la *Fig. 5.2*.

Le flux sédimentaire

L'arrivée dans les prochains mois des mesures de flux sur les principaux tributaires va nous permettre de confronter les résultats estimés sur la séquence sédimentaire du Louroux au flux transitant actuellement dans les cours d'eau. Les informations apportées par ces sites instrumentaux seront un outil essentiel pour définir les vitesses et les périodes de transferts sur ce bassin et observer un éventuel compartimentage en identifiant des régions plus contributives aux départs de matières.

L'avenir du site instrumenté du Louroux passe par une pérennisation de l'instrumentation mise en place sur ce site. Cette instrumentation lourde et unique peut constituer un outil majeur pour quantifier la dynamique sédimentaire actuelle sur ces milieux de plaine agricole. La pérennisation permettra d'assurer un recul et une meilleure représentativité sur les données acquises en s'affranchissant progressivement de l'impact climatique annuel. Ce site implique néanmoins un coût financier et humain important. Le caractère atypique de ce site sera valorisé en l'intégrant prochainement en tant que site atelier CNRS de la Zone Atelier Loire.

Cette pérennisation et cette reconnaissance permettraient de faire bénéficier à d'autres organismes de recherche de cette instrumentation et de ce site qui a été conçu pour être évolutif dans le temps.

En complément du suivi instrumental assuré par l'Université de Tours, l'avenir du site du Louroux passe

également par une grande diversité d'acteurs locaux et d'organismes de recherche qui y ont engagé des études. Ainsi, en parallèle à ces mesures en continu du flux sédimentaire, le Conseil Général a initié en amont de ce projet de thèse un programme de suivi de la qualité physico-chimique de l'eau en amont de l'étang. Ce suivi se caractérise par des prélèvements mensuels sur les principaux cours d'eau de l'étang, à proximité des stations de mesures qui permettront dans le futur de potentiels développements de cette problématique.

Le traçage des sédiments

La détermination à venir des flux de matières aux sorties des collecteurs de drains amélioreront nos connaissances sur ce compartiment dont le fonctionnement demeure à ce stade de l'étude encore mal compris. Ces mesures restitueront à l'aide d'un peu plus d'une année d'acquisition le flux sédimentaire aux sorties de ces réseaux. Ces résultats nous permettront d'affirmer ou d'infirmer un transfert que l'on soupçonne à ce stade important par ces drains agricoles et de compléter le bilan sédimentaire précédemment dressé.

Les résultats de traçages sédimentaires encourageants obtenus pour les périodes récentes incitent à pousser des investigations pour des périodes plus anciennes sur les carottes prélevées dans l'étang. Ces analyses permettraient de reconstruire l'origine des sédiments qui ont comblé l'étang, en partant des périodes que l'on peut qualifier de stables sur le bassin versant jusqu'aux périodes des grands aménagements. La reconstruction de ces sources pourrait permettre d'apporter des informations complémentaires sur l'origine des sédiments.

Les résultats de traçages sédimentaires intéressants obtenus à l'aide d'une approche alternative soulèvent des questions sur une applicabilité à une plus vaste échelle. Les perspectives de ces travaux de traçage vont nous pousser à extrapoler nos recherches sur d'autres sites tests.

En complément, des travaux de recherches ont également été lancés pour tenter de définir plus précisément l'origine des sédiments, leurs voies de transferts et leurs évolutions dans le temps.

En collaboration avec l'Université de Poitiers, une caractérisation minéralogique des sédiments et des principales sources est en cours pour tenter de mieux définir les voies de transferts des sédiments entre le ruissellement de surface et la migration des particules dans les réseaux de drainages. Egalement dans les notions de traçage, il est actuellement cherché à spatialiser les sources sur le bassin du Louroux et définir le temps de transports des particules. Ce projet mené par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, permettra également de reconstituer l'évolution de la contribution des sources au fil du temps en s'appuyant sur la séquence du Louroux.

L'érosion des sols

Dans les prochains mois, l'érosion des sols et les flux sédimentaires seront modélisés sur le site du Louroux en utilisant les données acquises durant cette thèse et les mesures en continu obtenues aux niveaux des stations de mesures. Ce projet porté par le BRGM et l'Université de Tours sera un outil important pour comprendre la complexité du fonctionnement de ce compartiment artificialisé.

La Chambre d'Agriculture d'Indre-et-Loire est également un autre acteur local actif, qui s'investit pleinement autour du projet du Louroux. En 2014, elle a notamment lancé, soutenue par l'Université de Tours, un projet de Groupement d'Intérêt Economique et Environnemental agricole sur le bassin du Louroux. Cette étude est destinée à répondre à deux grands objectifs.

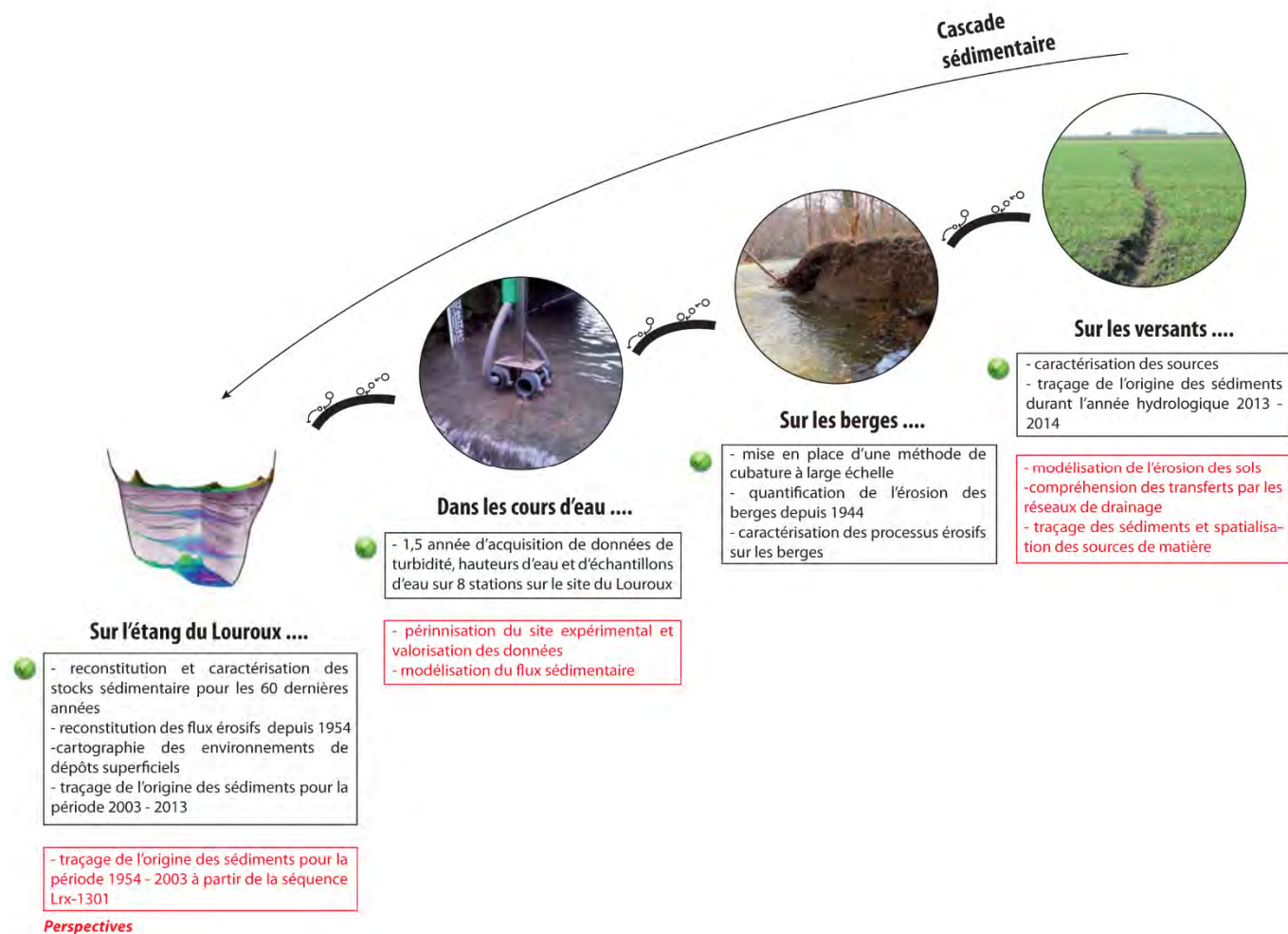


Fig. 5.2 : Récapitulatif des données acquises et des perspectives envisagées

Dans un premier temps, elle contribuera à compléter la batterie instrumentale mise en place sur le Louroux en suivant la dynamique des sédiments au sein des dérayures. Cette instrumentation implique à terme de mieux évaluer la quantification du ruissellement artificiel sur le bassin. Le second objectif de ce projet, sera de développer des techniques agricoles alternatives

sur le site, pour tenter de réduire les flux entrant dans les hydrosystèmes. L'efficacité de ces changements de pratiques dans la réduction de production de matières en suspension pourra être vérifiée, à court terme, par les valeurs enregistrées sur les sites instrumentés.

Annexes



*Carottage sédimentaire dans le Perche pour l'extrapolation
de la technique de traçage sédimentaire à large échelle,
photo O. Evrard*

Annexe A

Le site expérimental du Louroux

Présentation du site expérimental du Louroux

Support de la publication Foucher et al., *Geomorphology* / chapitre 3 & Foucher et al., *Hydrological Processes* / chapitre 4.

Au cours du printemps 2013 et jusqu'au début de l'automne de la même année, un vaste réseau de stations de mesures est installé sur le bassin du Louroux pour suivre à haute résolution temporelle la dynamique sédimentaire des principaux tributaires de l'étang. Cette instrumentation a pour objectif de mieux appréhender le cheminement des particules entre les zones sources jusqu'à leur accumulation dans l'étang.

Cette étude globale du système des départs de matières depuis les sources jusqu'aux transferts des particules et leurs accumulations est rare. Les études se focalisent le plus souvent et de manière indépendante sur les sources (e.g Couper et al., 2002; Pelacani et al., 2008; Wynn et al., 2008) ou les zones de sédimentation (e.g Ahn et al., 2006; McIntyre, 1994; Oldfield et Clark, 1990), négligeant le cheminement des particules entre ces deux compartiments.

La plupart du temps la caractérisation et la quantification des flux sédimentaires se limitent à des mesures et des prélèvements ponctuels situés aux exutoires des bassins versants et ne prennent par conséquent pas en compte la dynamique interne du bassin.

Dans de nombreuses études, les mesures de concentration de matière en suspension se limitent le plus souvent à des échantillonnages manuels, ponctuels et peu représentatifs de la dynamique hydrologique. Dans le meilleur des cas, ces échantillonnages peuvent être assurés par échantillonneur automatique. Ces deux techniques d'échantillonnage si elles ne sont pas associées à une mesure de turbidité en continu sont discutables d'un point de vue qualitatif et représentatif pour l'estimation des flux sédimentaires (Birgand et al.,

2004). Pour palier à ces limites de représentativité des mesures ponctuelles, il est très souvent nécessaire de mettre en place une instrumentation lourde et coûteuse pour obtenir ces informations. Classiquement, les études de suivi de la charge en matières en suspension appliquent des mesures de turbidimétrie en continu, permettant d'en déduire des concentrations en matières en suspension, qui, associées à des mesures de débits, permettent d'évaluer des flux sédimentaires à différentes échelles d'espace et de temps, de l'année hydrologique à l'événement de crue.

Les précédentes études touchant à ce domaine de transfert de matières en suspension, se sont principalement intéressées aux grands fleuves tels que la Seine (Meybeck et al., 1998), l'Amazonie, le Gange (Roy et Sinha, 2014) afin de réaliser des bilans géochimiques (Birgand et al., 2004). Les travaux abordant les petits cours d'eau sont quant à eux très rares (Russell et al., 2001; Walling et al., 2002) et se localisent principalement sur les têtes de bassins versants, en contexte d'agriculture intensive, à proximité immédiate des sources d'érosion. Ces zones peuvent présenter des concentrations en matières en suspension importantes.

Ces précédentes études en contexte agricole se limitent le plus souvent à des régions morphologiquement contrastées, de petite à moyenne montagne (e.g Gruszowski et al., 2003; Wilkinson et al., 2013), sous des systèmes de polycultures-élevages. Certaines régions de l'Europe de l'ouest sont par ailleurs très peu représentées (Vanmaercke et al., 2011).

L'instrumentation mise en place sur le site du Louroux est originale à plusieurs titres. Elle tire clairement son originalité par son positionnement géographique qui vient couvrir une zone de l'Europe de l'ouest actuellement dépourvue de sites instrumentés sur le suivi du flux sédimentaire (Vanmaercke et al., 2011). Ce site trouve également son originalité par son contexte orographique et par la nature des pratiques culturelles mises en place sur ce bassin. Il a été décidé lors de l'installation de ce site de disposer les stations de mesures sous la forme de bassins emboîtés. L'intérêt d'un tel dispositif a été détaillé dans la littérature (Mayes et al., 2006), et permettra à terme d'identifier clairement la dynamique interne du bassin. Ce type de schéma permettra de mettre en évidence les zones les plus contributives à l'export de matières et sera également utile pour affiner les étapes de traçage sédimentaire en collectant en différents points du bassin des sédiments. Nous avons également souhaité au travers de cette instrumentation mieux appréhender la dynamique sédimentaire au niveau des collecteurs de drains. Ce type d'instrumentation a déjà été employé dans de précédentes études (e.g Sogon et al., 1999; Walling et al., 2002) mais le contexte extrêmement drainé du bassin du Louroux nécessite de quantifier à terme la part du flux émis par les collecteurs de drains relativement aux flux totaux transitant jusqu'à l'étang du Louroux.

La présence à l'exutoire de l'étang du Louroux est un complément majeur de ce site instrumenté et permet, après l'analyse des sédiments accumulés (présenté dans le **chapitre 2**) d'avoir des points de comparaison en terme de quantité de matières déposées dans l'étang et celles enregistrées dans les stations de mesures. Il permet in fine une comparaison directe entre les flux passés et les flux actuels.

On cherche à terme à travers cette instrumentation à répondre à plusieurs questions : (i) quelle quantité de matière arrive jusqu'à l'étang du Louroux durant une année hydrologique ? (ii) au cours d'une crue ? (iii) Quel est le comportement des cours d'eau au cours de

la saison hydrologique ? (iv) Y-a-t-il une variation spatiale dans cette dynamique des transferts ? (v) Quelle est la quantité de matières qui est par les réseaux de drainage ?

Le temps d'installation et calibration du site instrumenté qui a demandé un temps important au cours de cette thèse ne permet de répondre que partiellement aux points évoqués. Aussi, nous avons choisi de ne pas présenter ces données incomplètes mais de s'attarder plus particulièrement sur l'instrumentation mise en place sur ce bassin versant.

A.1 | Présentation du réseau de mesures

L'implantation d'un site instrumenté dans un contexte de plaine agricole est soumise à un grand nombre de contraintes qui limitent très souvent le choix concernant l'implantation des stations de mesures. Ces contraintes sont liées d'une part à la diversité des acteurs locaux qui interagissent sur ce type de milieu (riverains, promeneurs, agriculteurs, chasseurs, ..) mais surtout au fait que ces stations ne doivent pas être une gêne pour les agriculteurs (passage des engins agricoles, écoulement et circulation de l'eau dans les fossés et les drains).

Sur le bassin du Louroux, huit sites potentiels ont été proposés aux agriculteurs (*Fig. 1.1 - Chapitre 1*), propriétaires des parcelles riveraines. Ils ont tous répondu favorablement. Une condition à toute de même été posée, ces derniers ne souhaitant pas d'ouvrage bétonné mais des dispositifs expérimentaux pouvant être facilement désinstallés avec un effet moindre sur le milieu.

Les stations suivent toutes le même schéma d'installations pour faciliter l'entretien et la programmation entre les différents sites. Chaque station de mesures est composée d'un data Logger, d'une sonde pour mesurer la hauteur d'eau, d'une sonde de turbidité et d'un préleveur automatique (*Fig. A1.1*). L'alimentation électrique est assurée par une batterie à décharge lente,

privéligiée à des panneaux solaires pour limiter le vandalisme sur site. L'ensemble de ces installations est placé dans une caisse métallique pour protéger des intempéries et du vandalisme. Ces caisses ont été surélevées pour éviter les effets des crues importantes. Ce réseau de mesures a été conçu afin d'être évolutif et peut accueillir, en complément des instruments déjà mis en place, une large diversité de sondes physico-chimiques.

Parmi les huit stations de mesures installées sur site, cinq stations ont été disposées sur des cours d'eau et trois stations au niveau de collecteurs de drains. Parmi les stations mises en place sur les cours d'eau, trois ont été placées sur les principaux tributaires des étangs de Beaulieu et du Louroux. Les deux autres stations ont été placées un peu plus en amont, sur des sous-bassins versants alimentant les deux étangs. Chacun de ces sites a été placé à proximité des voies de communications présentes sur le bassin pour faciliter l'entretien futur des sites (Fig. 1.1 - Chapitre 1). Les stations situées juste en amont des étangs ne sont pas placées directement aux exutoires des émissaires

de ces derniers, pour éviter les phénomènes de refoulement pouvant venir fausser les mesures, durant les périodes de crues majeures.

Les trois stations de mesures sur les drains (DS – Fig. 1.1 - Chapitre 1) ont été plus compliquées à installer. Le bassin du Louroux présente plus de 220 collecteurs. Trois parmi ceux-ci, supposés représentatifs, ont dû être choisis. Pour optimiser ce choix, une campagne de terrain a été nécessaire pour identifier les collecteurs non colmatés, accessibles, sur des substrats géologiques différents drainant les principaux émissaires. Le réseau de mesures mis en place permet un suivi de près de 80% des cours d'eau présents en amont de l'étang du Louroux soit une surface couverte par l'instrumentation de près de 68%. Les zones restantes, non instrumentées, se situent sur le pourtour de l'étang et correspondent soit à des zones difficiles d'accès, soit à des zones boisées, ou encore à des cours d'eau soumis à une influence trop importante de l'étang en cas de montée subite des eaux (Table A1.1).

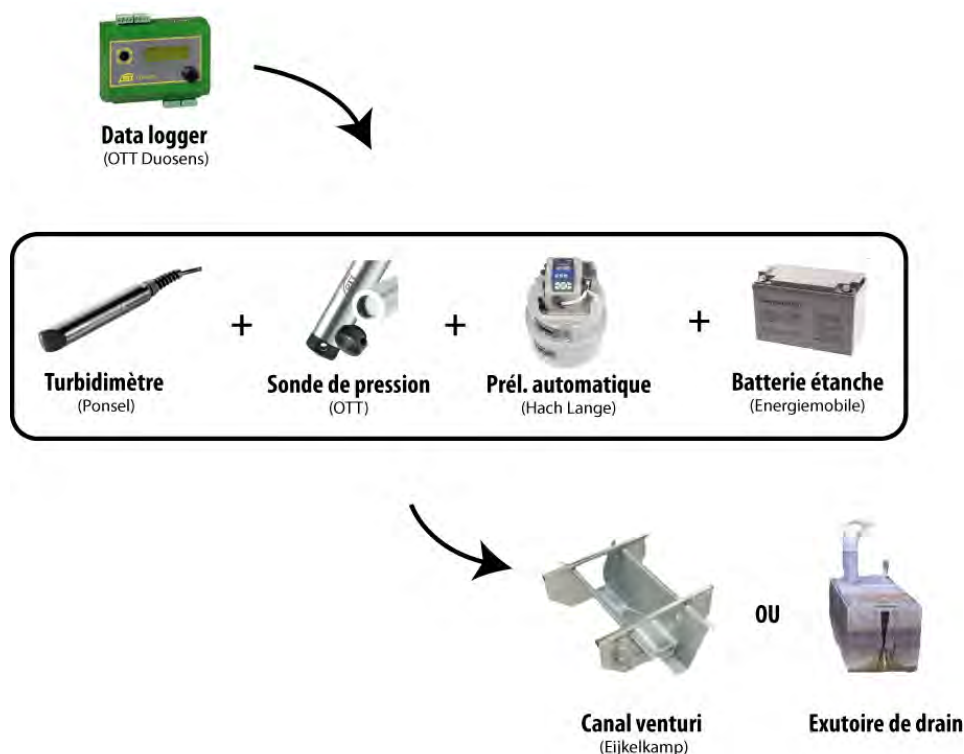


Fig. A1.1 Présentation de l'instrumentation mise en place pour chaque station de mesure du flux de matière en suspension sur le bassin versant du Louroux

Station	Code	GPS station	Surface du bassin (ha)	Occupation des sols
		Lat./Long.		
Le Grand Bray	S1	N47.124° - E0.771°	520	terres arables 64%, prairies 32%, forêts 4%
Les Masniers	S2	N47.140° - E0.767°	216	terres arables 66%, prairies 32%, forêts 2%
Beaulieu	S3	N47.152° - E0.761°	672	terres arables 73%, prairies 26%, forêts 1%
Picarderie	S4	N47.153° - E0.743°	500	terres arables 87%, prairies 6%, forêts 7%
La Conteraye	S5	N47.155° - E0.770°	156	terres arables 47%, prairies 27%, forêts 26%
La Brépinrière	D1	N47.136° - E0.752°		
La Carte	D2	N47.129° - E0.722°		
Mazère	D3	N47.146° - E0.746°		
			600	terre arable 77%, prairies 6%, forêts 17%

Table A1.1 Caractéristiques des stations de mesures du site expérimental du Louroux

A.2 | Mesure du flux d'eau

La mesure des débits dans les petits bassins versants nécessite l'exploitation d'une relation stable et connue entre la cote de la surface libre en un point et le débit dans la section (Benoist et Birgand, 2002).

Sur des petits bassins versants agricoles (débit max <3 m³/s) la mesure des débits est généralement réalisée en bloquant l'écoulement naturel des cours d'eau pour obliger l'eau à se déverser au dessus d'une section de contrôle connue non fluctuante au cours du temps. Ce schéma classique d'installation, décrit dans la littérature, n'a pas pu être utilisé dans le cadre du bassin du Louroux pour ne pas surélever la cote des cours d'eau et empêcher localement le bon écoulement des drains. La mesure du flux a par conséquent nécessité l'emploi de techniques alternatives (Fig. A1.2).

Mesure de la hauteur d'eau au niveau des stations

En hydrologie, deux grandes familles de sondes peuvent être utilisées pour mesurer la hauteur d'eau dans les petits cours d'eau : les sondes mesurant le transit d'ondes ou bien celles mesurant une différence de pression.

Sur le site du Louroux, le choix des sondes à ultrasons aériens n'a pas été retenu puisque les nombreux corps flottants présents dans les cours d'eau auraient pu altérer grandement le signal. Les sondes à ultrasons immergées n'ont quant à elle pas été retenues puisque l'émission des ondes de ce type de capteurs aurait pu être grandement perturbé par les dépôts sédimentaires. Pour limiter au maximum les erreurs de mesures liées aux conditions du milieu, des capteurs hydrostatiques OTT PIs[®] ont donc été retenus. Les capteurs de pression immergés hydrostatiques comprennent une membrane souple en céramique qui subit une déformation mécanique variable en fonction du poids de l'eau qui la surplombe (Benoist et Birgand, 2002). La partie opposée de la sonde est mise à la pression atmosphérique par l'intermédiaire d'un capillaire. Les

principales sources d'erreurs possibles avec ce type de sondes sont principalement liées à la variation de pression entre la surface de l'eau et le point de mesure de la pression atmosphérique. Pour limiter une éventuelle dérive de la stabilité des sondes ou des problèmes de mise à pression, tous les 15 jours, les valeurs mesurées par la sonde sont comparées au niveau d'eau lu sur une échelle limnimétrique fixe, placée à côté de la sonde.

Une seconde incertitude de mesure soulevée par Benoit et Birgand (2002) est l'influence de la pression dynamique sur la mesure de la pression statique et donc de la hauteur. Pour limiter ces erreurs les auteurs soulignent la nécessité de placer ces sondes dans un puits tranquillisant. Ces recommandations ont été mises en œuvre pour chacune des stations de mesures du Louroux.

Trois schémas d'installation différents ont été mis en place au Louroux pour s'adapter au mieux aux spécificités de chacun des sites et limiter les erreurs de mesures (Fig. A1.2).

Les stations aux principaux exutoires du bassin ont été installées sous des ponts en amont de l'étang. Pour ces sites, la sonde de hauteur d'eau a été placée dans un puits tranquillisant et sa dérive a été vérifiée à l'aide d'une échelle limnimétrique. Pour l'instrumentation des sous bassins-versants, des canaux venturi calibrés ont été employés. Sur ces ouvrages, la sonde de hauteur d'eau a été placée dans un puit tranquillisant en aval du dispositif. Pour les collecteurs de drain, des ouvrages calibrés ont spécialement été créés et la sonde de hauteur d'eau a été installée en amont de la chute d'eau.

Estimation des débits

Pour l'ensemble des stations de mesures, une relation stable entre les hauteurs d'eau mesurées toutes les 15 min et le débit doit être établie. À partir d'une relation



Fig. A1.2 Photo des trois familles de stations installées sur le bassin du Louroux. A. canal venturi de la station de Les-Masniers. B. installation sur un pont, station du Grand bray. C. Installation sur un collecteur de drain, station de Mazère

hauteur d'eau - débit, le débit peut-être calculé par intégration. Ainsi la relation $Q=f(H)$ également appelée courbe de tarage est déterminée.

Pour les canaux venturi, cette relation répond à la relation fournie par l'équation 1 pour les débits inférieurs à 140 L/s où Q représente le débit en L/sec et H la hauteur en mm donnée par la sonde du canal. Au-delà de cette valeur et en cas de sur-verse, les canaux ne sont pas calibrés et nécessitent la mise en place de jaugeages.

$$\text{Eq A1.1: } Q=0.0000004 \times (H)^3 + 0.0011 \times (H)^2 + 0.1358 \times (H) - \sqrt{(H)} + 3.488$$

Les techniques de jaugeages ont été abondamment décrites dans la littérature.

Sur le site du Louroux, un courantomètre électromagnétique OTT Sensa Z300 a été employé pour l'ensemble des campagnes de jaugeages. Ces mesures, par courantomètre électromagnétique, sont basées sur une loi de Faraday et sont estimées plus fiables sur de petits cours d'eau que celles effectuées par courantomètres à moulinet. Ces derniers ne peuvent pas être utilisés en période d'étiage sur les cours d'eau du Louroux, du faite de l'influence de l'hélice.

La mesure par courantomètre électromagnétique repose sur le fait que l'eau en se déplaçant dans un champ électromagnétique produit par la sonde du courantomètre, provoque une force induite proportionnelle à la vitesse de l'écoulement.

La section d'écoulement du cours d'eau est constituée d'un ensemble de courants et vitesse variables, la section de contrôle doit donc faire l'objet de mesures de vitesses en différents points, selon un découpage approprié. Pour les cours d'eau inférieurs à 3 m de large, comme ceux présents au Louroux, le cours d'eau est classiquement découpé entre 7 et 12 verticales. La vitesse est ensuite mesurée jusqu'à 6 hauteurs dans la section. Afin d'obtenir une relation robuste, ces mesures de jaugeage doivent être effectuées dans des conditions hydrologiques très diversifiées au cours de

la saison hydrologique en s'assurant que la section de contrôle ne fluctue pas dans le temps (érosion de berges, décaissement). Pour que la mesure du débit soit correcte, la hauteur dans le cours d'eau entre le début et la fin des mesures, ne doit pas dépasser 5% de la hauteur d'eau.

Les débits sont estimés après intégration des jaugeages à l'aide du logiciel Barème®. La répétition des jaugeages permet d'obtenir une relation stable entre la hauteur d'eau et le débit correspondant (Fig. A1.3).

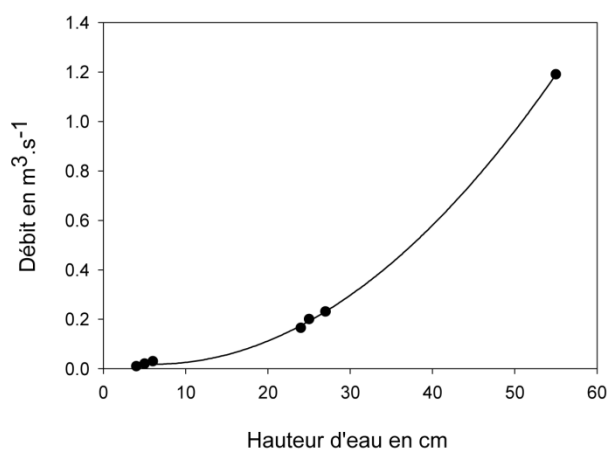


Fig. A1.3 Courbe de calibration débit – hauteur d'eau (cm) en cours de construction pour la station de la Picarderie

A.3 | Mesure de la concentration en matières en suspension

Turbidité

La turbidité de l'eau a été mesurée à partir de turbidimètres ODEON® de Ponsel Mesure® placés en sortie de chacune des stations au centre de la section de contrôle. Ces sondes sont suspendues dans l'eau à l'aide d'un portique métallique qui enjambe le cours d'eau et qui permet d'adapter la hauteur de la sonde en fonction de la hauteur de la colonne d'eau.

La mesure de turbidité repose sur la rétrodiffusion des matières en suspension d'une source lumineuse émise par un capteur (Downing, 2006). Les turbidimètres choisis sur ce site permettent de collecter des valeurs de turbidité dans une gamme comprise entre 0 et 4000 NTU (*Nephelometric Turbidity Unit*) suivant deux pas de mesures : toutes les 15 minutes et toutes les minutes.

Cette acquisition à haute résolution permet d'obtenir en continu et après calibration les concentrations en MES dans les cours d'eau. Ces valeurs sont indispensables à toute quantification exhaustive du flux de sédiments (Moatar et al., 2006).

Ces sondes de turbidité nécessitent un entretien hebdomadaire pour limiter une dérive du signal au cours de l'année hydrologique. Ce signal peut être atténué par un grand nombre de paramètres comme les conditions physico-chimiques des cours d'eau, par l'absorption de particules fines, le développement de microalgues, la précipitation de calcite ou encore le passage de débris de végétaux devant la fenêtre optique. Malgré l'installation sur les sondes d'un système pour réduire ces dépôts, la propreté de la vitre de visée optique doit être assurée par un lavage manuel régulier. Des mesures avant et après le nettoyage doivent être réalisées afin d'appréhender une éventuelle dérive du signal (Birgand et al., 2004).

Prélèvements d'eau

Chacune des stations de mesures est équipée d'un préleveur automatique SIGMA SD900® de Hach-Lange muni de 24 bouteilles de 1000 ml.

Les préleveurs automatiques sont asservis à la sonde de hauteur d'eau pour permettre un déclenchement sur alarme en période de crue, lorsque la hauteur d'eau atteint le seuil fixé par l'utilisateur. Ce choix de prélèvement basé sur la hauteur d'eau est couplé : le préleveur se déclenche une fois que le niveau d'eau fixé par l'utilisateur est atteint. Ce dispositif permet de collecter toute la gamme de concentration au cours d'une crue,

ce qui est plus complexe avec des prélèvements manuels. Ce programme, sur asservissement, peut être couplé à un programme de fond pour collecter à intervalle de temps régulier des échantillons d'eau.

Les échantillons collectés, dans des conditions hydrologiques variables, sont ensuite utilisés pour établir et traiter pour obtenir une relation entre la turbidité et les concentrations en MES pour chaque station. Une partie des échantillons prélevés à ces préleveurs est également conservé en vue des étapes de traçage sédimentaire (**Chapitre 3**).

Pour garantir une relation optimale entre les mesures en continu de turbidité et les prélèvements, la sonde de turbidité et la crépine du préleveur automatique sont fixées côte à côte.

Traitement des échantillons d'eau

Les échantillons collectés sont ensuite rapidement filtrés après leurs prélèvements pour éviter les phénomènes de floculation et d'agrégation de particules. Avant chaque filtration, les flacons sont agités pour redisperser les sédiments. Les échantillons d'eau sont filtrés à l'aide d'un banc de filtration muni de filtres de 0.45 µm en acétate de cellulose puis séché à 105°C. Le protocole de filtration utilisé obéit à la norme Afnor NFT 90-105.

Courbes de calibration

La calibration du turbidimètre est un point essentiel. Les sondes du marché sont généralement calibrées à l'aide d'un matériau homogène et sont éventuellement convertibles pour obtenir directement des valeurs en g de MES/L. Traditionnellement, on estime que les relations d'étalonnage peuvent être représentées par une droite qui varie d'un site à l'autre uniquement si les MES sont de nature absolument identique (Mie, 1908). Cette condition est vérifiée avec les solutions de calibrations, mais demande à être ajustée pour les maté-

riaux prélevés in situ. De précédentes études ont montré que les mesures de turbidité peuvent être influencées par un grand nombre de paramètres, comme la granulométrie, la forme, la densité ou encore la couleur du sédiment (e.g Campbell et *al.*, 2005; Gippel, 1989; Lefrançois, 2007). Pour s'affranchir de ces variations spatiales et temporelles des propriétés des sédiments, il est alors courant d'ajuster les valeurs de turbidité à des concentrations réelles en matières en suspension. Pour cela, des échantillons d'eau sont collectés dans diverses conditions hydrologiques et leurs concentrations en MES sont déterminés après filtration (Fig. A1.4).

A.4 | Enregistrement et collecte des données

Les données acquises par les sondes sont transmises en continu puis enregistrées dans un data Logger OTT Duosens®. La communication entre sondes et enregistreur est assurée via un protocole SDI-12.

Cet enregistreur de données a été choisi d'une part pour sa résistance face au milieu naturel (changement de température (-30 à +70°C°) et d'humidité (10 à 90%)

d'après les données constructeur) mais également pour sa capacité de stockage de 4 MB de mémoire circulaire non volatile. Le téléchargement des données est réalisé manuellement toutes les semaines à l'aide d'une connexion optique infrarouge entre l'enregistreur et le PC. Ce choix de communication entre les appareils et l'ordinateur a été fait pour faciliter le téléchargement des données et limiter les connexions électroniques dans un milieu potentiellement humide. La communication PC - enregistreur permet de programmer les fréquences de mesures, relever les propriétés des sondes utilisées ou encore la tension des alimentations par la batterie. Toutes ces informations sont gérées par l'interface du Logiciel OTT Duosens® qui permet également de gérer les dispositifs d'asservissement et de communication entre le préleveur automatique et la sonde de hauteur d'eau.

Le téléchargement des données est réalisé à l'aide du logiciel OTT Hydras3® et de la connexion infrarouge, en moyenne toutes les semaines. Après téléchargement, le logiciel complète automatiquement les chroniques de chacune des sondes.

Pour sécuriser ce compartiment électrique en cas de submersion, le data Logger et les branchements électriques sont placés dans une boîte étanche, un fusible assurant la coupure générale du système.

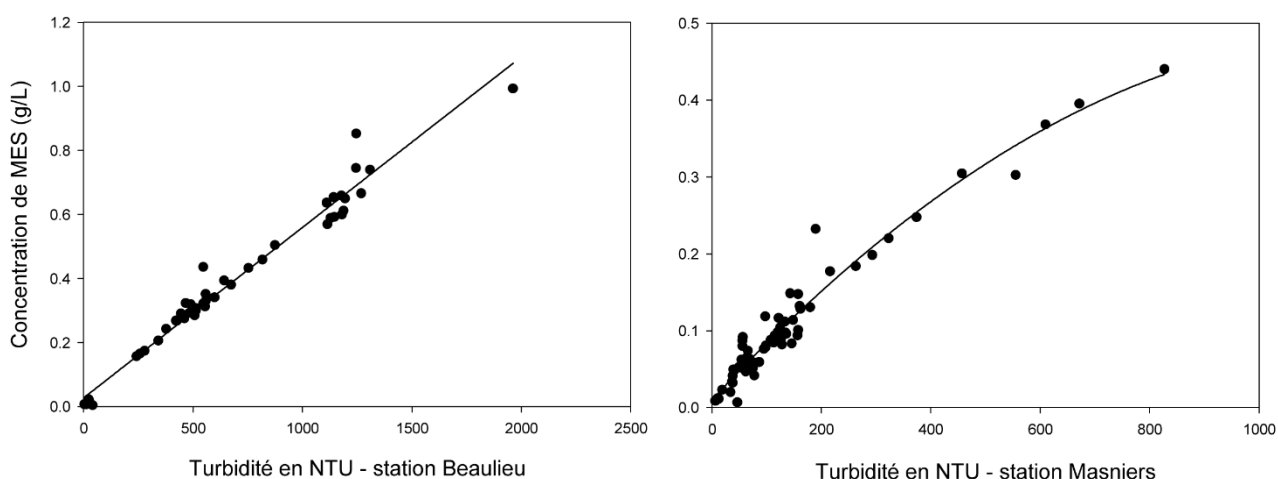


Fig. A1.4 Courbe de calibration des turbidimètres. Relations concentration en MES (g/L) - turbidité en NTU en cours de construction pour les stations de Beaulieu et des Masniers

A.5 | Station météorologique

Pour compléter le dispositif expérimental, une station météorologique est installée à l'exutoire du bassin du Louroux. Cette station permet de faire le lien entre l'intensité des événements pluvieux et la réaction du système en terme d'export de matières dans les cours d'eau et aux sorties des drains.

Cette station, Vantage Pro2® de Davis Instruments, permet de recueillir en continu les valeurs de précipitations, de températures, d'irradiations solaires et de vitesses/directions du vent. Les données sont télé-transférées et accessibles sur Internet pour optimiser la réactivité en se rendant sur le terrain durant les périodes de crues. Les données sont ensuite enregistrées toutes les 5 minutes puis traitées sur le logiciel Weatherlink 3.5®. Pour palier à un possible dysfonctionnement des mesures pluviométriques, un second pluviomètre muni d'un data logger indépendant est installé et permet également d'enregistrer la pluviométrie toutes les 5 minutes.

A.6 | Bilan sur les données acquises

Dans ce présent manuscrit, l'instrumentation qui a demandé un temps d'installation et de programmation importants ne sera valorisée qu'à travers les prélèvements de sédiments collectés pour le traçage sédimentaire (**chapitre 3**).

L'estimation des flux sédimentaires enregistrés au niveau des stations n'est actuellement pas encore assez robuste pour prétendre estimer la quantité de matière arrivant jusqu'à l'étang du Louroux pour l'année hydrologique 2013/2014.

Sur l'ensemble du réseau de mesures, on peut estimer après une année et demi d'installation que 7 stations sur 8 sont pleinement opérationnelles et qu'elles ont enregistré au moins une année hydrologique entière.

Du printemps 2013 à l'automne 2014, 445 filtrations ont pu être réalisées pour calibrer les turbidimètres, soit environ 63 échantillons par stations. Ces relations sont de bonne qualité pour la majorité des stations mais les valeurs extrêmes de concentration restent à préciser pour toutes les stations. Un dysfonctionnement de l'asservissement durant une partie de l'année, n'a pas pu permettre de collecter les grosses crues les plus exportatrices de matière et les courbes, au-delà d'une concentration de 2500 NTU ne sont pas encore assez robustes pour tenter des estimations.

A ce jour les points majeurs à améliorer sur le site expérimental du Louroux résident principalement dans l'estimation des flux et de la relation qui unit la hauteur d'eau mesurée par les sondes de pression et les débits obtenus par jaugeages. Pour les stations disposant d'un canal venturi, les flux peuvent être calculés, mais pour les autres stations ou pour les crues importantes, il manque encore des données de jaugeages. Les jaugeages nécessitent un coût humain et une réactivité importants face à des événements de crues excédant rarement 6 à 8 heures sur les petits cours d'eau du Louroux.

Cette calibration des appareils de mesures a également été complexe, puisque l'année hydrologique 2014 s'est avérée pauvre en crues. Des paramètres externes sont également venus perturber la mise en place de ce réseau de mesures puisque plusieurs sondes de turbidité ont été détériorées par des rongeurs et les courbes de calibrations réalisées préalablement n'étaient dès lors, plus utilisables.

Ce jeune site instrumenté permettra à terme d'obtenir des informations à haute résolution sur les matériaux transitant jusqu'à l'étang du Louroux et les matériaux exportés pour les drains. Bien que la quantification s'avère actuellement impossible, un certain nombre de constats peuvent néanmoins être dressés. Durant la période hivernale, les cours d'eau et les drains sont très réactifs (quelques heures). Ces petits cours d'eau et ce réseau de drainage sont très dynamiques, spécialement lorsque les sols sont saturés. Ainsi une crue

majeure de l'hiver 2013-2014 a manqué de provoquer
une sur-verse des eaux de l'étang du Louroux.

Références de l'Annexe A

- Ahn, Y.S., Mizugaki, S., Nakamura, F., Nakamura, Y., 2006. Historical change in lake sedimentation in Lake Takokobu, Kushiro Mire, northern Japan over the last 300 years. *Geomorphology*, 78(3-4), 321.
- Benoist, J.-C., Birgand, F., 2002. Les dispositifs de mesure des débits dans les bassins versants agricoles. *Ingénieries*, 32, 51 - 63 p.
- Birgand, F., Lefrançois, J., Grimaldi, C., Novince, E., Gilliet, N., Gascuel-Oudou, C., 2004. Mesure des flux et échantillonnage des matières en suspension sur de petits cours d'eau. *Ingénieries*, 40, 21 - 35 p.
- Campbell, C.G., Laycak, D.T., Hoppes, W., Tran, N.T., Shi, F.G., 2005. High concentration suspended sediment measurements using a continuous fiber optic in-stream transmissometer. *Journal of Hydrology*, 311, 244 - 253.
- Couper, P., Stott, T., Maddock, I., 2002. Insights into river bank erosion processes derived from analysis of negative erosion-pin recordings: observations from three recent UK studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(1), 59.
- Downing, J., 2006. Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad and the ugly. *Continental Shelf Research*, 26, pp 2299-2318.
- Gippel, C.J., 1989. The use of turbidimeters in suspended sediment research. *Hydrobiologia*, 176/177, pp 465-480.
- Gruszowski, K.E., Foster, I.D.L., Lees, J.A., Charlesworth, S.M., 2003. Sediment sources and transport pathways in a rural catchment, Herefordshire, UK. *Hydrological Processes*, 17(13), pp. 2665-2681.
- Lefrançois, J., 2007. Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste., Université de Rennes 1, 280 pp.
- Mayes, W.M., Walsh, C.L., Bathurst, J.C., Kilsby, C.G., Quinn, P.F., Wilkinson, M.E., Daugherty, A.J., O'Connell, P.E., 2006. Monitoring a flood event in a densely instrumented catchment, the Upper Eden, Cumbria, UK. *Water and Environment Journal*, 20(4), pp. 217-226.
- McIntyre, S., 1994. Reservoir sedimentation rates linked to long-term changes in agricultural land use. *Water Resources Bulletin*, 29(3), 487-495.
- Meybeck, M., De Marsily, G., Fustec, E., 1998. La Seine en son bassin, fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé. Elsevier, 749 p.
- Moatar, F., Person, G., Meybeck, M., Coynel, A., Etcheber, H., Crouzet, P., 2006. The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates. *Science of The Total Environment*, 370(2-3), pp. 515-531.
- Oldfield, F., Clark, R.L., 1990. Lake sediment-based studies of soil erosion. *Soil erosion on agricultural land*, 201-228.
- Pelacani, S., Märker, M., Rodolfi, G., 2008. Simulation of soil erosion and deposition in a changing land use: A modelling approach to implement the support practice factor. *Geomorphology*, 99, p 329-340.
- Roy, N.G., Sinha, R., 2014. Effective discharge for suspended sediment transport of the Ganga River and its geomorphic implication. *Geomorphology*, 227(0), pp. 18-30.
- Russell, M.A., Walling, D.E., Hodgkinson, R.A., 2001. Suspended sediment sources in two small lowland agricultural catchments in the UK. *Journal of Hydrology*, 252, p 1-24.
- Sogon, S., Penven, M.J., Bonte, P., Muxart, T., 1999. Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Brie Plateau, France. *Hydrobiologia*, 410(0), 251-261.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*, 130(3-4), 142-161.
- Walling, D.E., Russell, M.A., Hodgkinson, R.A., Zhang, Y., 2002. Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchments in the UK. *CATENA*, 47(4), 323-353.
- Wilkinson, S.N., Hancock, G.J., Bartley, R., Hawdon, A.A., Keen, R.J., 2013. Using sediment tracing to assess processes and spatial patterns of erosion in grazed rangelands, Burdekin River basin, Australia. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 180(0), pp 90-102.
- Wynn, T.M., Henderson, M.B., Vaughan, D.H., 2008. Changes in streambank erodibility and critical shear stress due to subaerial processes along a headwater stream, southwestern Virginia, USA. *Geomorphology*, 97(3-4), 260.

Annexe B

Liste des publications et communications

Thèse de doctorat, «**Reconstitution de la cascade sédimentaire en contexte de plaine agricole drainée : Sources, voies de transfert et stockage de matière dans le bassin versant du Louroux (Indre-et-Loire)**»

Par **Anthony FOUCHER**, sous la direction de **Marc Desmet & Sébastien Salvador-Blanes**

Novembre 2011 – février 2015

Articles dans des revues internationales à comité de lecture

Articles publiés

MONTADE, V., COMBOURIEU NEBOUT, N., CHAPRON, E., ABARZUA, A., MUSLOW, S., DEBRET, M., **FOUCHER, A.**, DESMET, M., WINIARSKI, T., KISSEL, C. 2012. Regional vegetation and climate changes during the last 13 Kyr from marine pollen record in Seno Reloncavi, Northwestern Patagonia, Chile. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 181, pp 11-21.

ST-ONGE, G., CHAPRON, E., MULSOW, S., SALAS, M., VIEL, M., DEBRET, M., **FOUCHER, A.**, MULDER, T., WINIARSKI, T., DESMET, M., COSTA, P.J.M., GHALEB, B., JAOUEN, A., LOCAT, J., 2012. Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 243-244, pp 89-107.

SIMONNEAU, A., CHAPRON, E., COURP, T., TACHIKAWA, K., LE ROUX, G., BARON, S., GALOP, D., GARCIA, M., DI GIOVANNI, C., MOTELICA-HEINO, M., MAZIER, F., **FOUCHER, A.**, HOUET, T., DESMET, M AND BARD, E. 2013. Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Videssos valley, Pyrenees, France). *The Holocene* (23), pp 1764-1777.

FOUCHER, A., SALVADOR-BLANES, S., DESMET, M., SIMONNEAU, A., CHAPRON, E., EVRARD, O., COURP, T., CERDAN, O., LEFÈVRE, I., ADRIAENSEN, H., LECOMPTE, F., 2015. Increased in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. *Anthropocene* (X).

Articles soumis

FOUCHER, A., SALVADOR-BLANES, S., VANDROMME, R., CERDAN, O., DESMET, M., submitted. Quantification of bank erosion in an agricultural drained catchment. *Hydrological Processes*.

FOUCHER, A., LACEBY, J.P., SALVADOR-BLANES, S., EVRARD, O., LEGALL, M., LEFÈVRE, I., CERDAN, O., RAJKUMAR, V., DESMET, M. submitted. Quantifying the dominant sources of sediment in a lowland (drained) agricultural catchment of Western Europe: novel insights provided by fingerprinting based on ¹³⁷Cs and (associated/alternative) grain size correction. *Geomorphology*.

Article à soumettre

VANDROMME, R., **FOUCHER, A.**, CERDAN, O., SALVADOR-BLANES, S. Quantification of bank erosion of artificial drainage networks using LIDAR data. *Zeitschrift für geomorphologie*

Communications – colloques nationaux & internationaux

CHAPRON, E. **FOUCHER, A.** DEBRET, M. CANCINO, L. MUSLOW, S. ST-ONGE, G. DESMET, M. MARTINEZ, P. Enregistrement sédimentaire des séismes majeurs de subduction au Nord de la Patagonie durant l'Holocène (Fjord de Reloncavi, Chili). *ASF Dijon 2011*

DISNAR, J-R. LAVRIEUX, M. BREHERET, J-G. CHAPRON, E. JACOB, J. ARNAUD, F. REYSS, J-L. TREMENT, F. **FOUCHER, A.** FANGET, B. MALET, E. L'enregistrement sédimentaire du lac d'Aydat (Puy-de Dôme): conséquences cumulées de l'activité humaine et de la paléohydrologie. *ASF Dijon 2011*

CHAPRON, E., ARIZTEGUI, D., VILLAROSA, G., DEBRET, M., SIMONNEAU, A., **FOUCHER, A.**, MOTELICA, M., ORTLIEB, L., GOMEZ, E. (july2011) Northern Patagonia lacustrine sedimentary record of climate variability over the last millennium (proglacial lakes Frias and Nahuel Huapi, 41°S, Argentina). *INQUIA 2011*

GAY, A., CERDAN, O., DELMAS, M., SALVADOR-BLANES, S., DESMET, M. **FOUCHER, A.**, DEGAN, F. Mise en place d'une base de données pour la quantification de flux de sédiments sur le bassin-Loire Bretagne. *Présentation Poster JES 2012 (Versailles, France)*.

FOUCHER, A., SALVADOR-BLANES, S., DESMET, M., CERDAN, O. The experimental Louroux lake catchment: continuous records of discharge and suspended sediment flux in a small agricultural catchment. *IAG, Paris, 2013*

FOUCHER, A., DESMET, M., SALVADOR-BLANES, S., CERDAN, O. Using suspended sediment records and lake deposits to reconstruct current and past sediment dynamics in a small agricultural catchment. *IAG, Paris, 2013*

FOUCHER, A., DESMET, M., COURP, T., CHAPRON, E., EVRARD, E., LEFEVRE, I., DHIVERT, E., CERDAN, O., VANDROMME, R., SALVADOR-BLANES, S. Connectivité des versants et colmatage sédimentaire des masses d'eau en contexte agricole : Quels enjeux, quelles approches ? - *ASF, Paris 2013*

SIMONNEAU, A., CHAPRON, E., GALOP, D., TACHIKAWA, K., LE ROUX, G., CLAUSTRES, A., MAZIER, F., **FOUCHER, A.**, DI GIOVANNI, C., MOTELICA-HEINO, M., HOUET, T., COURP, T., DESMET, M., BARD, E. Conséquences du climat holocène et des activités hydroélectriques modernes sur les écosystèmes lacustres : comparaison inter sites (Observatoire Haut Vicdessos, France) - *ASF, Paris 2013*

DHIVERT, E., GROSBOIS, C., **FOUCHER, A.**, VALVERDE, L., LEFEVRE, I., DESMET, M. Les éléments traces métalliques dans les sédiments de la Loire : comparaison de l'archivage sédimentaire entre marge et annexe fluviale. *Congrès ASF, Paris, 2013*

ST-ONGE, G., CHAPRON, E., MULSOW, S., SALAS, M., DEBRET, M., **FOUCHER, A.**, MULDER, T., DESMET, M., COSTA, P.J.M., GHALEB, B., LOCAT, J. Holocene earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) fjords. *EGU 2013*

VANDROMME, R., CERDAN, O., GAY, A., **FOUCHER, A.**, SALVADOR-BLANES, S., LANDEMAINE, V., DESMET, M. The VERSEAU - TRACKSED Project: origin of Loire River basin sediment. *Poster SEDNET 2013*

FOUCHER, A., SALVADOR-BLANES, S., DESMET, M., EVRARD, O., CERDAN, O., LEGALL, M., VANDROMME, R., LEFÈVRE, I., BOURRAIN, X., GAUTIER, J-N. Suivi des transferts de MES au sein d'un petit bassin versant agricole de plaine : le bassin versant du Louroux. *Zones Ateliers 2013, CNRS, Paris*

SALVADOR-BLANES, S., CERDAN, O., EVRARD, O., BOURRAIN, X., COLMAR, A., DEGAN, F., DESMET, M., **FOUCHER, A.**, GAUTIER, J-N., GAY, A., GRANGEON, T., LEFEVRE, I., LE GALL, M., MATHIEU, A., VANDROMME, R. Transferts particuliers et connectivité des versants aux masses d'eau dans le bassin de la Loire. *JES, Chambéry, 2014*

MATHIEU, A., SALVADOR-BLANES, S., **FOUCHER, A.**, CERDAN, O., EVRARD, O., DESMET, M. Suivi et quantification des transferts de matière au sein d'un bassin versant agricole et drainé. *JES, Chambéry, 2014*

FOUCHER, A., SALVADOR-BLANES, S., EVRARD, O., DESMET, M., CERDAN, O., LEGALL, M., LEFÈVRE, I. Tracing the origins of sediment in intensively cultivated agricultural plain. *EWRI, Portland, 2014*

DESMET, M & VERSEAU COMMUNITY MEMBERS: CERDAN, O., DEGAN, F., DELMAS, M., EVRARD, O., GAY, A., **FOUCHER, A.**, LANDEMAINE, V., LEFÈVRE, I., LEGALL, M., MATHIEU, A., SALVADOR-BLANES, S., VANDROMME, R. Source to sink sediment transfer processes in the largest fluvial system of France (Loire River): from soil erosion assessment to local vs. global sediment budget. *IASWS, South Africa, 2014.*

LE GALL, M. EVRARD, O. **FOUCHER, A.** LACEBY, J.P. SALVADOR-BLANES, S. LEFÈVRE, I. CERDAN, O. AYRAULT, S. Measuring fallout radionuclides to constrain the origin and the dynamics of suspended sediment in an agricultural drained catchment (Loire River basin, France). *EGU 2015*

LE GALL, M. EVRARD, O. THIL, F. **FOUCHER, A.** SALVADOR-BLANES, S. CERDAN, O. AYRAULT, S. Relevance of strontium isotope measurements to trace sediment sources in an upstream agricultural catchment (Loire River basin, France). *EGU 2015*

CERDAN, O. **FOUCHER, A.** GAY, O. SALVADOR BLANES, S. EVRARD, O. DESMET, M. Human-Landscape interaction in cultivated lowland catchments (Louroux catchment, Loire Valley, France). *EGU 2015*

VANDROMME, R. CERDAN, O. GAY, O. **FOUCHER, A.** SALVADOR-BLANES, S. EVRARD, O. DESMET, M. The Verseau – Tracksed – Drastic project: quantification of sediment fluxes in the Loire hydrographic basin. *Sednet 2015.*

Enregistrement sédimentaire des séismes majeurs de subduction au Nord de la Patagonie durant l'Holocène (Fjord de Reloncavi, Chili)

Congrès ASF, Dijon, 2011



CHAPRON, E. FOUCHER, A. DEBRET, M. CANCINO, L. MUSLOW, S. ST-ONGE, G. DESMET, M. MARTINEZ, P

La dynamique sédimentaire du Fjord Reloncavi au Nord de la Patagonie chilienne a récemment pu être documentée par prospection sismique réflexion à haute résolution (1 kHz et 3.5kHz) et à partir de carottages profonds (Calypso et CASQ) réalisés durant la campagne PACHIDERME (programme IMAGES MD-159) à bords du n/o Marion Dufresne. La stratigraphie sismique illustre l'importance des remaniements gravitaires provenant du delta Puelo et évoluant, dans la partie la plus distale du fjord, en large turbidites venant buter contre une importante levée de type contouritique. Sept événements gravitaires majeurs peuvent ainsi être identifiés. Les propriétés physiques du sédiment (susceptibilité magnétique, gamma densimétrie, spectrocolorimétrie, granulométrie laser) ainsi que la composition géochimique documentée à partir d'un scanneur XRF et d'analyses ICP-MS, a permis d'identifier quatre types de turbidites d'épaisseurs variables dans cette partie profonde du fjord. Parmi les 25 niveaux sableux granoclassés identifiés, 19 événements présentent une composition similaire (type a et b) et 7 d'entre eux (type a) sont également coiffés par une séquence argilo-silteuse homogène décimétrique à pluri métrique. La chronologie de ces 19 turbidites depuis 7500 ans est établie à partir de datations radiocarbone sur débris de coquilles échantillonnées au sein de sédiments bioturbés. L'âge estimé (en appliquant un âge réservoir de 400 ans) des trois dépôts supérieurs de type a correspond à trois séismes historiques majeurs de subduction (AD 1960 ; AD1837 ; AD1575) et à deux dépôts de tsunami régionaux (AD1960 et 1575). L'âge estimé des cinq dépôts sous-jacents (de types a et b) correspondant à l'âge de dépôts de tsunamis préhistoriques régionaux, indique que les turbidites de type a et b dans le fjord Reloncavi résultent de remaniements gravitaires induits par des séismes de subduction majeur et tsunamigéniques. Ainsi les douze turbidites similaires déposées antérieurement dans ce fjord nous permettent d'étendre la chronologie de la sismicité régionale aux derniers 7500 ans. Le déclenchement de ces remaniements gravitaires initiés au niveau du delta Puelo résulte très probablement de mouvements co-sismiques le long de la Zone de Fracture Liquine-Ofqui. Parce que plusieurs turbidites de types a et b sont contemporaines d'éruptions régionales historiques (AD 1960 ; AD 1575) et préhistoriques (il y a environ 1800, 2300 et 3800 ans cal BP) provenant de volcans situés le long de la Zone de Fracture Liquine-Ofqui, il est également possible d'estimer la fréquence des séismes majeurs dont l'impact semble avoir été similaire à celui de Mai 1960 (Mw 9.5).

L'enregistrement sédimentaire du lac d'Aydat (Puy-de Dôme): conséquences cumulées de l'activité humaine et de la paléohydrologie



Congrès ASF, Dijon, 2011

DISNAR, J-R. LAVRIEUX, M. BREHERET, J-G. CHAPRON, E. JACOB, J. ARNAUD, F. REYSS, J-L. TREMENT, F. FOUCHER, A. FANGET, B. MALET, E.

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet « Erode » (prog. CNRS-INSU EC2CO) visant à inventorier les marqueurs organiques des sols du bassin versant (BV) du lac d'Aydat et de ses sédiments, afin de dresser une histoire de l'érosion des sols, sous contraintes climatique et anthropique. Elle porte ici sur les données essentielles obtenues sur le remplissage sédimentaire du lac. Celui-ci se situe à 25 km au SW de Clermont-Ferrand, à 825 m d'altitude, dans les Monts Dore.

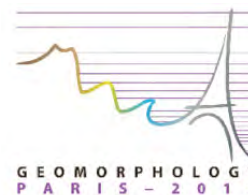
Depuis l'après-guerre la région qui se consacre à l'élevage bovin, présente un couvert de pâturage, avec quelques lambeaux forestiers sur les hauteurs (épicéas surtout). 2 séries de carottes de près de 20m de long ont été prélevées en mai 2009 à proximité du centre du lac, sans toutefois atteindre la base du remplissage sédimentaire (soit ~8000 ans BP). L'examen sédimentologique des carottes, appuyé sur diverses données physiques (susceptibilité magnétique, radiographies X...), ainsi que sur 18 âges ^{14}C (Artemis) et des datations ^{210}Pb et ^{137}Cs des premiers décimètres, a permis de reconstituer une carotte maîtresse comprenant les 3 unités suivantes:

-l'unité inférieure (~6700 à ~3200 cal. BP), globalement plus ou moins homogène, laminée, et dépourvue de tout niveau détritique, à l'exception d'un éventuel tephra pluricentimétrique daté de ~3850 ans cal. BP, qui pourrait être dû la dernière éruption dans le Massif-Central ;

-l'unité supérieure (~1800 cal. BP à l'Actuel) qui montre une sédimentation fréquemment interrompue par des niveaux détritiques millimétriques à centimétriques attribuables à des dépôts de crues. L'abondance de ces dépôts indique une forte augmentation de l'érosion du BV qui se marque aussi par un doublement de la vitesse de sédimentation entre les unités inférieure et supérieure (5,3 contre 2,5 mm/an). Selon des données palynologiques antérieures (Miras et al., 2004), le plus ancien des dépôts de crues daté de ~840 ans cal. AD s'inscrirait à la fin de l'ouverture du paysage, le dernier pouvant correspondre à la crue de 1907, la plus forte du XXème siècle. L'opposition marquée entre l'unité inférieure homogène, et l'unité supérieure, dilatée et marquée de nombreux dépôts de crues, dénote une déstabilisation des sols probablement due à l'Homme. La corrélation de ces niveaux à des crues historiques fournit un inventaire exhaustif des événements climatiques majeurs ayant affecté la région. Ainsi, avec les travaux en cours (palynologie, géochimie moléculaire et isotopique H/D, recherches historiques et archéologiques...), l'étude doit aboutir à une reconstitution à très haute résolution de la large part de l'Holocène que couvre l'enregistrement sédimentaire.

The experimental Louroux lake catchment: continuous records of discharge and suspended sediment flux in a small agricultural catchment

International Association of Geomorphologists, Paris, 2013



FOUCHER, A. SALVADOR-BLANES, S. DESMET, M. CERDAN, O

The experimental Louroux lake catchment is a small agricultural headwater catchment (24 km²) of the Indre River which drains into the Loire River (France). This small catchment has been equipped with an experimental setup monitoring suspended sediment fluxes since 2012.

This catchment is characterised by lowland topography with gentle slopes (0.44 %). Most of the catchment (95 %) is cultivated and there are only a few fields occupied by long term pasture. Since the last Second World War, an intensive farming has been established. The catchment has been extensively submitted to subsurface drainage using drain tile. There are at least 220 drain tile outlets in the catchment and it is estimated that 90 % of the catchment is drained, 20 km of stream have been created and the lands reallocated.

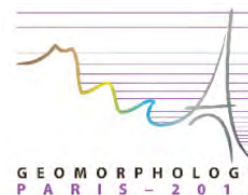
A 55 ha lake dating back from the Middle Ages is present at the catchment outlet: this lake intercepts the suspended sediment flow of the catchment. Since 1000 AD, lake bed sedimentation rates have varied, with a pronounced acceleration since the early 1940s with lower quality of lake and rivers waters (N and P pollutions). The increase in suspended sediment yields and water degradation during the postwar periods is attributed to an increase of intensive farming in the catchment.

Eight continuous monitoring stations and one weather station have been positioned over the catchment. Continuous records of discharge and suspended sediment concentration are available from each of monitoring stations using V-notch and turbidity sensors. Three stream monitoring stations are located at the outlets of the main lake tributaries and two at upstream sub-catchments. The outlets of three subsurface drain tile systems draining arable fields are also monitored at different parts of the catchment.

This monitoring should allow a better understanding of the origin and dynamics of sediment transport within small intensively cultivated plain catchments.

Using suspended sediment records and lake deposits to reconstruct current and past sediment dynamics in a small agricultural catchment

International Association of Geomorphologists, Paris, 2013



FOUCHER, A. SALVADOR-BLANES, S. DESMET, M. CERDAN, O

Sediments budget affords an effective conceptual framework for quantifying sediment mobilization, transport, deposition and storage within, and sediment output from, a drainage basin. Our study aims at assessing the effect of long-term land use changes on suspended sediment fluxes and lake in fillings through the analysis of current and past transfers in a small catchment.

The Experimental Louroux Lake Catchment (24 km²) is a small agricultural basin located in the south-western of the Parisian Basin (France). Since 60 years, this catchment has largely been affected by land use changes. The catchment has been submitted to an intensification of agricultural practices, reflected by land consolidation, and subsurface drainage (more than 220 drain tile outlets, more than 90 % of the catchment drained).

Past transfers are traced through the analysis of four sediment cores taken from the Louroux Lake. The sediment deposits yield valuable informations relating to both the magnitude of sediment yield in the local area and the impact of postwar land use change. Since 1000 AD lake bed sedimentation rates have varied, but a pronounced acceleration since the postwar periods has been recorded. Indeed, since 1945, suspended sediment yields have represented 4 cm/year and seismic data indicate that from 2003 to 2011 sediments in the lake accrued by 55 cm in all lake areas. Three stream monitoring stations are located at the outlets of the main lake tributaries and two at upstream sub-catchments. Three outlets of subsurface tile drain systems are also continuously monitored in different parts of the catchment. Representative samples of suspended sediment are collected to encompass the variability in suspended sediment sources during the study year.

Finally, the fingerprinting method has been performed over the dated cores, suspended sediments and various supposed sources to explore the relative contribution of those sources on the sediment delivery in the lake.

Connectivité des versants et colmatage sédimentaire des masses d'eau en contexte agricole : Quels enjeux, quelles approches ?



Congrès ASF, Paris, 2013

FOUCHER, A. DESMET, M. COURP, T. CHAPRON, E. EVRARD, E. LEFEVRE, I. DHIVERT, E. CERDAN, O. VANDROMME, R. SALVADOR-BLANES, S

Les transferts de matières en suspension sont susceptibles de mettre en péril le bon état des masses d'eau. Ces particules fines sont en effet des vecteurs très efficaces de polluants dans les hydrosystèmes, mais sont également à l'origine de la dégradation de la qualité du milieu aquatique par l'augmentation de la turbidité de l'eau et par le colmatage et l'envasement des masses d'eau.

L'objectif est ici de comprendre les mécanismes et les modalités de transfert de ces matières en suspension au sein des têtes de bassins. Nous avons engagé notre étude dans le secteur de la Loire Moyenne, sur le bassin versant agricole du Louroux (24 km²), localisé à 30 km au sud de Tours. Depuis la fin de la seconde guerre mondiale, ce bassin est soumis à des pressions anthropiques importantes. Les zones humides qui composaient auparavant l'essentiel du paysage ont disparu, les haies ont été arrachées et un vaste réseau de cours d'eau (39 km) et de drainage a été mis en place pour évacuer l'eau des sols hydromorphes et permettre ainsi le développement d'une agriculture céréalière intensive. Près de 90% de la surface agricole utile est drainée et on dénombre plus de 220 collecteurs de drain répartis sur le bassin. Ce site d'étude, labellisé par le réseau des Zones Ateliers est un observatoire à long terme du suivi particulière sur un bassin versant, en contexte agricole.

L'étang du Louroux (60 ha), la plus vaste masse d'eau d'Indre et Loire, se trouve à l'exutoire de ce bassin, et constitue un réceptacle permettant d'effectuer un bilan des transferts de matière.

Un panel d'outils dédié à la limnogéologie a été mis en œuvre pour caractériser la sédimentation de cet étang : carottages, prélèvements de surface, sismique réflexion, LIDAR, datations et caractérisation des enregistrements sédimentaires.

Les premiers résultats fournissent une typologie du remplissage de l'étang et soulignent le lien entre la sédimentation et le mode de gestion de l'étang (assec) et les apports en provenance des versants. Une estimation du volume de sédiments accumulés dans l'étang a été calculée au cours de la dernière décennie en couplant les données géophysiques (identification de réflecteurs), les données LIDAR et les carottages. Les changements de pratiques agricoles conduisent à une augmentation progressive des taux d'accumulation depuis 1945. L'étude des flux de matières en suspension est menée au moyen d'une instrumentation sur les tributaires de l'étang, permettant à terme de tracer et quantifier l'importance respective des processus à l'origine du transfert particulaire et du colmatage au niveau de l'étang.

Conséquences du climat holocène et des activités hydroélectriques modernes sur les écosystèmes lacustres : comparaison inter sites (Observatoire Haut Vicdessos, France)

Congrès ASF, Paris, 2013



SIMONNEAU, A. CHAPRON, E. GALOP, D. TACHIKAWA, K. LE ROUX, G. CLAUSTRÉS, A. MAZIER, F. FOUCHER, A. DI GIOVANNI, C. MOTELLICA-HEINO, M. HOUET, T. COURP, T. DESMET, M. BARD, E

Dans le cadre de l'Observatoire Homme Milieu Haut Vicdessos (versant Nord-Est des Pyrénées), des remplissages lacustres de la vallée de Bassiès (Lacs Majeur et Sigriou, 42°N-1°E) sont étudiés dans le but de distinguer les empreintes anthropiques et climatiques au cours de l'Holocène. Calibrée par l'échantillonnage des sols et des roches présents sur les versants, la caractérisation des constituants organiques et minéraux des sédiments lacustres prélevés dans le Lac Majeur (3 carottes sur un transect Nord-Sud) et le Lac Sigriou (carottage central) permettent de documenter l'enregistrement des périodes climatiques humides et sèches de l'Holocène supérieur. La pétrographie organique quantitative réalisée sur ces faciès démontre qu'ils sont de type dy (60% de matériel allochtone). En plus des descriptions visuelles et de l'imagerie X, la microfluorescence X (XRF) et les analyses élémentaires (LA ICP-MS) démontrent que ces faciès organiques sont interrompus par des passées riches en rubidium (de 96 à 148 ppm), souvent sableuses, interprétées comme liées à des phases d'activation de canyons dont le matériel est issu du dôme granitique, lui-même riche en rubidium (190 ppm). Ces canyons, présents sur chacun des systèmes lacustres, drainent les zones d'altitude soumises préférentiellement au forçage climatique. Leur activation, liée à d'intenses orages et/ou d'importantes fontes nivales, témoigne alors de périodes plus humides datées de AD1710, AD1360, AD1080, AD940, AD570, et 1690, 1830, 2640, 4210 et 4760 cal BP. Au cours du dernier millénaire, ces phases humides apparaissent synchrones entre les deux lacs, confirmant leur caractère climatique, et semblent corrélées, au moins pour cette période, aux minima solaires. Après AD1907, le niveau d'eau du Lac Majeur est régulé par la centrale hydroélectrique de Bassiès et a pour conséquence un marnage de 10 mètres affectant 37% du lac. Ceci entraîne une forte remobilisation du matériel glaciaire issu des berges, se traduisant (1) par un changement du niveau trophique du lac vers un faciès de type gyttja (75% de matériel algaire), et (2) par un doublement du taux de sédimentation durant le dernier siècle. Les faibles teneurs en rubidium enregistrées sur le faciès gyttja, jusqu'ici interprétées comme marquant des phases plus sèches, témoignent d'un marnage moins fréquent, caractéristique de périodes plus humides. Cette interprétation est validée par la présence de passées sableuses dans le Lac Sigriou lors de ces épisodes.

Les éléments traces métalliques dans les sédiments de la Loire: comparaison de l'archivage sédimentaire entre marge et annexe fluviale

Congrès ASF, Paris, 2013



DHIVERT, E. GROSBOIS, C. FOUCHER, A. VALVERDE, L. LEFEVRE, I. DESMET, M

Une marge ou une annexe fluviale archivent la dynamique temporelle des contaminants à l'échelle d'un bassin versant ; en un point de prélèvement, une séquence sédimentaire est donc susceptible d'intégrer l'ensemble des sources du bassin versant amont. Cependant, la variabilité spatiale et temporelle des processus hydrosédimentaires en jeu au sein du corridor fluviale pose la question de la représentativité, du continuum du taux de sédimentation et des différences entre les dépôts des annexes et des marges fluviales. Dans ce cadre, deux carottes ont été prélevées à Decize en Loire Amont : l'une dans une annexe fluviale toujours connectée et l'autre sur sa marge afin d'établir une comparaison des enregistrements. Pour caractériser l'influence des processus et des modalités d'archivage, différents proxy ont été mesurés : granulométrie, spectrocrométrie, susceptibilité magnétique, densité apparente, datation ^{137}Cs , dosage des éléments traces et majeurs et minéralogie. Le model d'âge des deux contextes sédimentaires fait état de plus de deux siècles d'enregistrement marqués par une transition granulométrique et minéralogique datée de 1933 et correspondant à l'influence de l'exhaussement du barrage de Decize. On identifie également 4 niveaux sableux correspondant aux épisodes de crues historiques de la Loire de 1846, 1856, 1866 et 1907. La carotte prélevée sur la berge montre un phénomène d'aggradation de marge fluviale antérieure au XVII^e siècle à sa base, avec une dynamique temporelle décrivant une transition entre une sédimentation correspondant à un transport solide de la charge de fond vers une suspension uniforme. Les processus de sédimentation en jeu dans les deux milieux sont différents : alors que le remplissage sédimentaire des annexes fluviales en eau est caractérisé par une décantation des matières en suspension, le colmatage des marges fluviales résulte d'apport de sédiment lors des débordements du cours d'eau. Ces modes de dépôts se répercutent sur la composition granulométrique, minéralogique et géochimique des sédiments. Dans le choix du site d'enregistrement sédimentaire, la présence de sédiments fins ($< 63\mu\text{m}$) est une caractéristique essentielle lorsque l'on s'intéresse à la contamination métallique, les fractions les plus fines étant les principaux vecteurs des contaminants. Cependant, cette fraction granulométrique est fortement sensible à la remise en suspension et au vannage pendant les épisodes de crues. Dès lors, la continuité de l'histoire sédimentaire est perturbée par des épisodes, de stockage et de déstockage sédimentaire.

Holocene earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) fjords

EGU, Vienne, 2013



ST-ONGE, G. CHAPRON, E. MULSOW, S. SALAS, M. DEBRET, M. FOUCHER, A. MULDER, T. DESMET, M. COSTA, P.J.M. GHALEB, B. LOCAT, J

Fjords are unique archives of climatic and environmental changes, but also of natural hazards. They can preserve thick sedimentary sequences deposited under very high sediment accumulation rates, making them ideally suited to record historical and pre-historical sedimentological events such as major landslides, floods or earthquakes. In fact, by carefully characterizing and dating the sediments and by comparing the basin fill seismic stratigraphy and sedimentary records with historical events, it is possible to "calibrate" recent rapidly deposited layers such as turbidites with a trigger mechanism and extend these observations further back in time by using seismic reflection profiles and longer sediment cores. Here, we will compare earthquake-triggered turbidites in fjords from the Southern and Northern Hemispheres: the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi fjords (southern Chilean margin). In both settings, we will first look at basin fill geometries and at the sedimentological properties of historical events before extending the records further back in time. In both fjords, several turbidites were associated with large magnitude historic and pre-historic earthquakes including the 1663 AD ($M > 7$) earthquake in the Saguenay Fjord, and the 1960 ($M 9.5$), 1837 ($M \sim 8$) and 1575 AD major Chilean subduction earthquakes in the Reloncavi Fjord. In addition, a sand layer with sea urchin fragments and the exosopic characteristics typical of a tsunami deposit was observed immediately above the turbidite associated with the 1575 AD earthquake in the Reloncavi Fjord and supports both the chronology and the large magnitude of that historic earthquake. In both fjords, as well as in other recently recognized earthquake-triggered turbidites, the decimeter-to meter-thick normally-graded turbidites are characterized by a homogeneous, but slightly fining upward tail. Finally, new radiocarbon results will be presented and indicate that at least 19 earthquake-triggered turbidites were recorded in the Reloncavi Fjord during the last 7500 cal BP.

The VERSEAU - TRACKSED Project: origin of Loire River basin sediment

European Sediment Network, Lisbonne, 2013



VANDROMME, R. CERDAN, O. GAY, A. FOUCHER, A. SALVADOR-BLANES, S. LANDEMAINE, V. DESMET, M

Introduction: In France, since the beginning of 20th century, rural landscapes have been completely modified by humans' activities. These practices had resulted in profound sedimentary and morphological alterations (channel bed incision, deposition of fine sediment, bank erosion, etc.), detrimental to the achievement of good water status [1]. Several research efforts have already investigated either global budgets at the river basin or continental scale or local detailed budget at the plot to the field scale. However, very few studies have tried to analyse the connectivity between fluxes and storages and to draw the links between the different scales. In this broad context, the purpose of this study is to examine source-to-sink dynamic of the sediment cycle for the Loir River Basin. This project is broken down into two steps: the first step aim is to understand poorly studied processes such as sediment production by agricultural drainage or bank erosion by catchment monitoring. The second step is to elaborate a distributed model of sediment connectivity from the slopes to the basin outlet.

Methods: for the first step, two catchment sites are studied, using historical data or monitoring: the linear (21 km) of two small streams ("La Ligoire") and the Louroux lake catchement. Most of those two catchments are intensively cultivated and have been extensively submitted to subsurface drainage using drain tiles. The objectives of this part are threefold: 1) quantify incision and deposition processes since the channelization of the stream (1970), (2) quantify the deposition rates of fine sediments in the channel, and, (3) explain the spatial distribution of these deposits.

For the second step, the modeling approach is based on the use of indicators to describe hillslope processes, potential downstream retention, attempting to link river basin characteristics to a prediction of sediment exports in rivers. It provides insight in the identification of the most influent sediment redistribution processes on the total sediment fluxes, and, on the difference between various basin typologies [2] [3].

Results and discussion: The Ligoire study shows an important stream incision (around 30 cm in 40 years) and the influence of water obstacles on sediment distribution. The Louroux monitoring should allow a better understanding of the origin and dynamics of sediment transport within small intensively cultivated plain catchments. The first results from the second step on mean annual specific sediment loads, show that catchments contribute from 30 to $4 \cdot 10^5$ t.yr⁻¹ to the overall Loire river sediment exports (which equals 10^{11} t.yr⁻¹).

Suivi des transferts de MES au sein d'un petit bassin versant agricole de plaine : le bassin versant du Louroux

Congrès des Zones Ateliers, Paris, 2013



FOUCHER, A. SALVADOR-BLANES, S. DESMET, M. EVRARD, O. CERDAN, O. LE GALL, M. VANDROMME, R. LEFEVRE, I. BOURRAIN, X. GAUTIER, J-N

Les MES jouent un rôle majeur dans la dégradation des masses d'eau, en favorisant le transfert de polluants dans les hydrosystèmes, en augmentant la turbidité de l'eau et dans le cas le plus extrême, en comblant les masses d'eau comme des lacs ou des étangs. L'étang du Louroux, situé sur un plateau agricole de la Loire moyenne est l'une de ces zones soumises depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle à des changements de pratiques agricoles et d'occupations des sols. Cette ancienne zone humide a été drainée, plus de 30 km de cours d'eau créés et les parcelles remembrées. Toutes ces modifications jouent aujourd'hui un rôle important dans la mobilisation et le transfert des sédiments. Les berges et les sols s'érodent et l'étang se comble de manière anormale.

Pour quantifier et définir l'origine des MES transitant dans les cours d'eau, huit stations de mesure ont été installées aux principaux tributaires de l'étang, au niveau des sous bassins versants et au niveau de collecteurs de drains : une des sources supposées à l'origine de l'export de matière. Ces stations mesurent en continues la hauteur d'eau, la turbidité et prélèvent des échantillons d'eau en période de crue afin de caractériser les propriétés des matériaux qui transitent durant ces épisodes. Une station météo est également installée en complément à l'exutoire du bassin versant du Louroux pour faire le lien entre les précipitations et la dynamique des cours d'eau.

Transferts particuliers et connectivité des versants aux masses d'eau dans le bassin de la Loire

JES, Chambéry, 2014



SALVADOR-BLANES, S. CERDAN, O. EVRARD, O. BOURRAIN, X. COLMAR, A. DEGAN, F. DESMET, M. FOUCHER, A. GAUTIER, J.-N. GAY, A. GRANGEON, T. LEFEVRE, I. LE GALL, M. MATHIEU, A. VANDROMME, R

L'intensification de l'agriculture au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle s'est accompagnée d'une importante modification des paysages ruraux. Cette dernière est notamment la conséquence du remembrement, du recalibrage des cours d'eau, ainsi que du drainage des sols hydromorphes. Cette évolution des paysages a notamment eu pour conséquence un transfert accru de matière particulaire depuis les versants vers les masses d'eau. Il en résulte une altération morphologique généralisée des cours d'eau de têtes de bassins qui représente une menace pour l'atteinte du bon état écologique des cours d'eau d'ici à 2015.

Le transfert particulaire au sein des versants a plusieurs origines : érosion de surface/subsurface, transferts via les réseaux de drainage, érosion de berges. Toutefois, l'importance relative de ces processus, variable selon les contextes, ainsi que le degré de connectivité entre la matière mise en mouvement sur les versants et celle exportée par les cours d'eau ont été peu étudiés.

L'objectif de l'ensemble des travaux présentés ici est par conséquent de mieux comprendre les transferts particuliers au sein des paysages depuis les versants jusqu'aux masses d'eau, notamment en contexte agricole de plaine. Plusieurs échelles d'approche sont abordées. L'approche à l'échelle locale vise à mieux comprendre les processus sources. L'approche à l'échelle de l'ensemble du bassin Loire-Bretagne vise à établir une cartographie de l'aléa érosion ainsi qu'un modèle distribué de la connectivité des sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire des bassins.

Le bassin versant du Louroux, d'une superficie de 2400 ha, est situé à 20 km de Tours. Il est caractéristique des têtes de bassins agricoles de plaine fortement modifiés par l'homme au cours du dernier siècle. Un étang situé à son exutoire a permis d'étudier la dynamique de sédimentation depuis 1950. Une étude sédimentologique intégrant une étude sismique montre que malgré un contexte topographique très peu favorable au transfert de matière (pente moyenne : 0,4%), la production sédimentaire est importante. Les bilans intégrant la production autochtone montrent ainsi qu'après une période de production sédimentaire intense liée aux remembrements, drainages et recalibrages des cours d'eau des années 1950, la production sédimentaire reste très élevée. Ainsi, entre 2003 et 2013, la quantité de sédiments déposée correspond à un transfert de matière depuis les versants compris entre 1 et 2 t.ha⁻¹.an⁻¹. Afin de mieux comprendre la dynamique actuelle des transferts, les cours d'eau et les drains ont été instrumentés en 2013. Chacun des sites est équipé de capteurs et de préleveurs automatiques, permettant de suivre les niveaux d'eau et la turbidité avec une haute résolution temporelle, et de calculer des flux de matières en suspension (MES) à l'échelle de crues et de l'année hydrologique. La dynamique d'érosion des berges a été suivie localement à l'aide de la méthode des « pins » (piquets insérés dans les berges, constituant des repères), indiquant une dynamique infra-annuelle significative. Une étude intégrée sur 70 ans montre que l'érosion de berge a contribué à hauteur de 20 à 66% des exports de matière vers l'étang. L'importance relative des sources à l'origine des MES actuelles est déterminée par comparaison de la signature des MES et des différentes sources en radioéléments (¹³⁷Cs, ²¹⁰Pb) et par l'emploi du rapport isotopique du Strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr). Cette technique de traçage est également testée sur d'autres bassins versants du bassin Loire-Bretagne.

Suivi et quantification des transferts de matière au sein d'un bassin versant agricole et drainé

JES, Chambéry, 2014



MATHIEU, A. SALVADOR-BLANES, S. FOUCHER, A. CERDAN, O. EVRARD, O. DESMET, M

Au sortir de la Deuxième Guerre mondiale, les agriculteurs ont été incités à se lancer dans une exploitation intensive des parcelles. Le remembrement et la suppression des haies bocagères ont permis de former de grandes parcelles, plus faciles à travailler. Les cours d'eau ont été supprimés, déplacés ou recalibrés, et une politique de drainage a été mise en place afin de contrer l'hydromorphie de certains sols.

Pourtant, ces modifications sont à l'origine de graves atteintes aux écosystèmes. Ces pratiques ont favorisé entre autres une augmentation de l'érosion des terres agricoles, impliquant une augmentation des transferts particuliers des parcelles vers les cours d'eau et ont diminué la capacité de ces derniers à transporter les matières solides. Il en résulte alors un colmatage et un envasement important des écosystèmes aquatiques, y compris en contexte agricole de plaine.

L'accumulation de sédiments fins, transportés en suspension (MES), augmente la turbidité de l'eau, la lumière pénètre moins bien et donc la photosynthèse diminue. Une baisse de la diversité des habitats et un appauvrissement de la richesse biologique des cours d'eau sont également observés (Bilotta & Brazier, 2008). De plus, l'affinité des éléments traces, du phosphore, de la matière organique et de bien d'autres polluants aux MES, font de ces dernières un vecteur de transport de polluants (Karickhoff, 1979). Dans un contexte d'atteinte du bon état écologique des masses d'eau d'ici 2015 (Directive Cadre sur l'Eau, 2000), il s'avère essentiel d'étudier ces matières en suspension afin de mieux comprendre leur dynamique et leur provenance.

Tracing the origins of sediments in intensively cultivated agricultural plains

EWRI, Portland, 2014



FOUCHER, A. SALVADOR-BLANES, S. EVRARD, O. DESMET, M. CERDAN, O. LE GALL, M. LEFÈVRE, I

Water management bodies in France have witnessed a general degradation of the biological quality of rivers in the last decades. The increase of siltation due to an intensification of agricultural practices since the Second World War (stream resectionning and realignment, agricultural drainage) is recognized as one of the major cause of this deterioration. In this context, there is therefore a strong need to accurately identify the relative importance of the possible sources of these sediments (e.g. soil erosion, bank erosion and transfers through the drainage network) to efficiently implement corrective solutions. To this aim, we instrumented a small watershed representative of intensive agricultural areas in the plains of Western Europe (the Louroux Pond catchment, 24 km², mean slope 0.44%). It is a typical plain basin that has extensively been affected by land use changes over the last 70 years. Indeed, more than 30 km of stream channels have been redesigned, and we can estimate that 90% of agricultural catchment is drained,. As a result of these modifications, the water quality in the streams and the pond has degraded and the sedimentation rate in the 60 ha pond at the outlet became problematic (75 cm sediments accumulated since 2003 with a density of material of 0.3 g.cm⁻³).

Eight continuous monitoring stations have been positioned over the catchment to define the local sediments dynamics. Continuous suspended sediment discharges are being recorded for each station and water is sampled during floods events.

A tracing method was implemented to trace the origin of sediments deposited recently in the pond and the sediments currently transferred through the streams. This technique permits to distinguish the relative importance of the main sources of sediments. For that purpose, the main potential sources of sediments have been collected on active erosion areas (surface soils, banks, drain tile outlets) and compared to the sediments accumulated in the pond and sampled during flood events at the monitoring sites. The tracing method is based here on the use of ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb isotopes.

The first results tend to confirm the importance of human management since the post-war period in the sediment mobilization, and more surprisingly, the drainage network seems to be the main source of sediments in this catchment. If this result is confirmed this involves a necessity to find adjustments to the use of drainage in agricultural plains.

Relevance of strontium isotope measurements to trace sediment sources in an upstream agricultural catchment (Loire River basin, France)



EGU, Vienne, 2015

LE GALL, M. EVRARD, O. THIL, F. FOUCHER, F. SALVADOR-BLANES, S. CERDAN, O. AYRAULT, S

Soil erosion is recognized as one of the main processes of land degradation in agricultural areas. It accelerates the supply of sediment to the rivers and the degradation of water quality.

We quantified the sources of suspended sediment in a small catchment representative of lowland cultivated environments of Northwestern Europe, the Louroux (24 km²), located in the French Loire River basin. In this catchment, channels have been reshaped and 220 tile drain outlets have been installed during the last decades. As a result, soil erosion and sediment fluxes increased drastically.

The variation of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, driven by the weathering of rocks with different ages and chemical composition, may reflect the mixing of different sediment sources. Strontium isotopic ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) were therefore determined in potential soil sources, suspended particulate matter (SPM) and a sediment core collected in the pond located at the catchment outlet.

Soil, SPM and core samples displayed significantly different isotopic signatures. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in soil samples varied from 0.712763 to 0.724631 ± 0.000017 (2σ, n=20). The most radiogenic values were observed in silicic parts of the catchment whereas the lower values were identified in a calcareous area close to the Louroux pond. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in SPM (0.713660 to 0.725749 ± 0.000017, 2σ, n=20) were comprised between values found in soil and sediment core samples, suggesting the presence of particles originating from at least two different lithological sources, i.e. silicic rocks and carbonate material. Variations in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in outlet core samples were used to reconstruct the sedimentary dynamics in the catchment during the last decades.

These results will guide the future implementation of appropriate management practices that will contribute to reduce erosion in upstream catchments and the subsequent transport of particles and the filling of reservoirs

Keywords: soil erosion; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratio; end-members; mixing models

Measuring fallout radionuclides to constrain the origin and the dynamics of suspended sediment in an agricultural drained catchment (Loire river basin, France)



EGU, Vienne, 2015

LE GALL, M. EVRARD, O. FOUCHER, A. LACEBY, J.P. SALVADOR-BLANES, S. LEFÈVRE, I. CERDAN, O. AYRAULT, S

Soil erosion reaches problematic levels in agricultural areas of Northwestern Europe where tile drains may accelerate sediment transfer to rivers. This supply of large quantities of fine sediment to the river network leads to the degradation of water quality by increasing water turbidity, filling reservoirs and transporting contaminants.

Agricultural patterns and landscapes features have been largely modified by human activities during the last century. To investigate erosion and sediment transport in lowland drained areas, a small catchment, the Louroux (24 km²), located in the French Loire River basin was selected. In this catchment, channels have been reshaped and more than 220 tile drains outlets have been installed after World War II. As a result, soil erosion and sediment fluxes strongly increased. Sediment supply needs to be better understood by quantifying the contribution of sources and the residence times of particles within the catchment.

To this end, a network of river monitoring stations was installed, and fallout radionuclides (Cs-137, excess Pb-210 and Be-7) were measured in rainwater (n=3), drain tile outlets (n=4), suspended sediment (n=15), soil surface (n=30) and channel bank samples (n=15) between January 2013 and February 2014. Cs-137 concentrations were used to quantify the contribution of surface vs. subsurface sources of sediment. Results show a clear dominance of particles originating from surface sources (99 ± 1%). Be-7 and excess Pb-210 concentrations and calculation of Be-7/excess Pb-210 ratios in rainfall and suspended sediment samples were used to estimate percentages of recently eroded sediment in rivers. The first erosive winter storm mainly exported sediment depleted in Be-7 that likely deposited on the riverbed during the previous months. Then, during the subsequent floods, sediment was directly eroded and exported to the catchment outlet. Our results show the added value of combining spatial and temporal tracers to characterize and quantify sources of sediment and particle transport processes within an agricultural catchment.

Keywords: soil erosion, Cs-137, excess Pb-210, Be-7

Human-Landscape interaction in cultivated lowland catchments (Louroux catchment, Loire Valley, France)

EGU, Vienne, 2015



CERDAN, O. FOUCHER, A. GAY, O. SALVADOR BLANES, S. EVRARD, O. DESMET, M

Change of land use or agricultural practices are known to have high impacts on sediment transfer in catchments and rivers. Numerous studies have particularly illustrated these effects in sloping land in tropical areas undergoing deforestation. Much less attention has been paid to lowland humid areas, where permanent land uses have been plowed more recently. However recent studies reported significant erosion rates in these environments despite the gentle topography and the temperate climate.

In order to quantify these changing fluxes of sediment, several instrumentation and historical database analyses were carried out in various catchments of the Loire Valley, France. More particularly, a multiparameter analysis was conducted on sedimentary deposits of a pond created in the 11th century in a catchment representative of cultivated and drained lowland environments where an intensification of agricultural practices has occurred during the last 60 years. The results showed that the initial land consolidation period (1954-1960) was characterized by a dominance of allochthonous material input to the pond. This input represents an erosion of 1900 to 2300 t.km⁻².yr⁻¹ originating from the catchment. Then, between 1970-1990, terrigenous material flow decreased progressively and tended to stabilize, whereas eutrophication and associated primary production increased in the pond. In addition to these temporal changes, material input across the pond during the last 10 years corresponds to a loss of material in the catchment ranging between 90 and 102 t.km⁻².yr⁻¹. While a strong decrease is observed, it still represents a 60-fold increase of the sediment fluxes to the pond compared to the preintensification period. Subsequent research monitoring studies permitted to differentiate between the different sources of sediment and highlight the importance of surface erosion during flood events and of bank erosion during low flows. The increased export of the sediment is primarily due to the very high human-made connectivity of these landscapes that was originally created to evacuate the excess water during the humid seasons.

Keywords: land use change, agricultural practices, lowland, sediment yields, connectivity

Keep Your
Tile Drains
Working



U. S. Department
of Agriculture

SOIL CONSERVATION SERVICE

LEAFLET NO. 347

*Rapport sur la conquête des milieux hydro-
morphes, U.S Department of Agriculture, 1954*

Liste des figures & tables

- Fig. 1** Conséquences des pressions anthropiques sur les hydrosystèmes et sur la ressource en sol. A. Erosion des sols, Etats-Unis, © USDA. B. Colmatage de masse d'eau, étang du Louroux, France. C. Algue verte dans l'Ebre, Espagne © Yann Arthus Bertrandp.12
- Fig. 2** Les sources de matières en contexte de plaine agricole. A. Erosion des sols par ruissellement. B. Erosion et incision des berges sur le plateau agricole. C. Transport de particules à l'exutoire d'un collecteur de drain à l'origine de formation de bloom alguaire (Clichés A. Foucher)..... p.16
- Fig. 3** Schéma synoptique du déroulement de la thèse – du choix du site à la valorisation des données..... p. 21
- Fig 1.1** (a) Localisation du site d'étude dans le bassin versant de la Loire. (b). Localisation du site d'étude à l'échelle régionale. (c). Présentation du bassin versant du Louroux. (d). Carte bathymétrique de l'étang du Louroux issue de l'acquisition Lidar...p. 32
- Fig 1.2** Topographie du bassin versant du Louroux issue des données Lidar (résolution - 0,5 m). Mise en évidence des microtopographies d'origine anthropique à partir de l'ombrage du MNT extraite des données Lidar.p. 33
- Fig. 1.3** Diagramme ombrothermique de la commune de Tours durant la période 1971-2000 (source: *Météo France*).p. 34
- Fig. 1.4** Paysage caractéristique du bassin versant du Louroux. Au premier plan un fossé incisé, érodé, dans lequel se jette un collecteur de drain. Au second plan, une parcelle de blé, traversée par un réseau de dérayure pour évacuer l'eau des sols saturés. Photo prise au printemps 2012 (A.Foucher).p. 35
- Fig. 1.5** Vue de l'étang du Louroux depuis la digue durant la vidange du printemps 2013 (A. Foucher).p. 36
- Fig. 1.6** Carte géologique synthétique du bassin versant du Louroux. Adapté d'après Alcaydé (1990), Rasplus (1968) et Rasplus et al (1982)..... p. 37
- Fig. 1.7** Reconstitution des interventions humaines connues sur l'étang et les versants à partir des données que nous avons collectées aux archives départementales et auprès des acteurs locaux..... p. 38
- Figure 1.8** : Evolution du parcellaire agricole de 1950 au dernier remembrement de 1992. (Images aérienne IGN – Géoportail.fr).p. 39
- Fig. 1.9** Pêche de l'étang du Louroux au début du XX^{ème} siècle. Installation de la nouvelle coopérative laitière sur le bassin du Louroux, début du XX^{ème} siècle. (Source: *Gallica.fr*)..... p. 40
- Fig. 1.10** Récapitulatif des données acquises au cours de cette étude au niveau des berges, des versants, de l'étang et des cours d'eau..... p. 43
- Fig. 2.1** (a) Location of the Louroux pond catchment in France and Europe, (b) Detailed map of the Louroux pond catchment (IGN - BD TOPO & Orthophoto), (c) Longitudinal topographic profile of the catchment with vertical exaggeration (x25)..... p. 56
- Fig. 2.2** (a) Bathymetric map of the Louroux pond derived from an aerial LiDAR survey conducted during the last drainage period (2012-2013) and location of the three sediment core, (b) Delineation of sedimentation areas across the pond and location of the 74 surface sediment samples collected and the dredged area, (c) Location of the 7.5 km-long high resolution seismic profiles.p. 57
- Fig. 2.3** Longitudinal (P1) and lateral (P2 and P3) seismic profiles evidencing the occurrence of homogenous sedimentation processes in the pond.....p. 60
- Fig. 2.4** Mapping of recent sediment deposition areas in the Louroux pond and results of the fuzzy k-means classification...p. 61

Fig. 2.5 Description of core Lrx13-01. (A). Definition of the sedimentary units along the Lrx1301 core as derived from CT scanner images, dry bulk density, spectroradiometric indices plotted on a 3D diagram where the Z is the derivate value for the corresponding wavelength (in mm) expressed by a code of color and particle size measurements (D10, D50, D90). (B). Comparison with cores Lrx12-01 and Lrx12-02 using the 570/630 spectroradiometric index and CT scanner images.....	p. 62
Fig. 2.6 Interpretation of the seismic wave's penetration in the units of the core Lrx13-01.....	p. 63
Fig. 2.7 Sediment thickness map in Unit 1 and associated standard errors.....	p. 64
Fig. 2.8 Age depth model of core Lrx13-01 based on fallout radionuclide activities and the identification of stratigraphic markers.....	p. 65
Fig. 2.9 Evolution of pond sedimentation extrapolated from the age model derived for the last 60 years based on analysis of core Lrx13-01. The dashed line corresponds to the sediment export from the catchment hillslopes derived from the seismic data. p.	67
Fig. 3.1 (a) Location of the study site in the Loire River basin. (b) Louroux pond catchment with source sample locations and river monitoring sites (S1: Beaulieu River, S2: Grand Bray River, S3: Masnier River, S4: Picarderie River, S5: Conteraye River and D1-3: drain stations).....	p. 85
Fig. 3.2 ¹³⁷ Cs concentration in different particle size fractions (bulk soil and fractions ranging between 63-50 μm, 50-20 μm, <20 μm) and suspended sediment (SS).....	p. 87
Fig. 3.3 Relationship between ²¹⁰ Pb _{ex} , ¹³⁷ Cs surface - subsurface source and in-stream sediments.	p. 88
Fig. 3.4 Relationship between measured and corrected ¹³⁷ Cs activities for the surface and subsurface samples using the SSA (left) and the Th correcting factors (right). Error bars represent analytical uncertainties on radionuclide activities (1 sigma)...	p. 89
Fig. 3.5 Relationship between ²¹⁰ Pb _{ex} , ¹³⁷ Cs surface - subsurface source and in-stream sediments after particle size correction with SSA and Th.....	p. 89
Fig. 3.6 Probability plot from the samples collected to characterize surface and subsurface samples with the SSA and Th grain size corrections.....	p. 91
Fig. 3.7 Probability plots for ¹³⁷ Cs activity concentrations from sediment samples (black circles) collected from the monitoring sites. In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from each of the monitoring stations.	p.93
Fig. 3.8 Probability plots for ¹³⁷ Cs activity concentrations from sediment samples (black circles) collected during the 6 sampling survey (SSE1: 09 Sept 2013 – SSE2: 30 Dec 2013- SSE3: 29 Jan 2014 - SSE4: 13 Feb 2014 – SSE5: 4 Apr 2014 – SSE6 : 30 Apr 2014). In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from each event sampled.....	p. 94
Fig. 3.9 Probability plots for ¹³⁷ Cs activity concentrations from core and tile drain samples (black circles). In each case, the distribution represents data from 2500 iterations of the model. Error bars represent analytical uncertainties of sediment samples equivalent to one standard error of the mean. The solid line is the subsurface source normal distribution, the dashed line is the surface source distribution and the dotted line is the distribution of sediment from Core and Tiles drains were noted.....	p. 94
Fig. 4-1.1 : (a) Localization of the Louroux pond catchment in France and - (b) Current drainage network (adapted from BD TOPO 2.0 IGN).....	p. 112
Fig. 4.1.2: A DTM and localization of B, the validation area.....	p. 113
Fig. 4.1.3 Examples of cross-section geometry as depicted by 6 DGPS points (in black) compared to DTM (in red) on the control ditch.....	p.114

Fig. 4.1.4 Comparison between the mean 1944 cross-section along the control ditch (0.73 m ²) (in green) and the mean cross-section obtained with DGPS points (2.84 m ²) (in black).....	p. 114
Fig. 4.1.5 Principle of ditch volume estimation	p.115
Fig. 4.1.6 - (a) raw DTM, (b) REA on the control ditch (with an average elevation of cells evaluated within a circular area with a radius of 7 meters), (c) examples of profiles graph of the REA.....	p.116
Fig. 4.1.7 Comparisons between all DGPS sections and corresponding DTM sections.....	p.117
Figure 4.2.1 : A. Localization of the experimental Louroux pond catchment in France. B. Presentation of the study area, location of the gauging stations, tile drain outlets and streams. C. Location of erosion pin sites and historical profiles.....	p. 130
Figure 4.2.2: Temporal change in discharge at gauging stations 1 and 2 and rainfall during the study year.....	p. 131
Figure 4.2.3: Spatial and temporal evolution of pins activity during the hydrological year 2012/2013.....	p. 133
Figure 4.2.4: Vertical and spatial evolution of stream bank dynamic during the winter discharge and location of the three main area and the two classes extracted from the HAC classification.....	p. 135
Figure 4.2.5: Stream profiles evolution before and after the management in 1944, using historical plans and DGPS data for the Masniers sector.....	p. 138
Fig. 5.1: Compilation des résultats acquis durant cette thèse pour dresser le bilan sédimentaire sur le bassin du Louroux. (a) pour les 10 dernières années, (b) durant la fin de la phase d'aménagements des années 1960.....	p. 149
Fig. 5.2 : Récapitulatif des données acquises et des perspectives envisagées.....	p. 152
Fig. A1.1 Présentation de l'instrumentation mise en place pour chaque station de mesure du flux de matière en suspension sur le bassin versant du Louroux.....	p. 159
Fig. A1.2 Photo des trois familles de stations installées sur le bassin du Louroux. A. canal venturi de la station de LesMasniers. B. installation sur un pont, station du Grand bray. C. Installation sur un collecteur de drain, station de Mazère.....	p. 161
Fig. A1.3 Courbe de calibration débit – hauteur d'eau (cm) en cours de construction pour la station de la Picarderie.....	p. 162
Fig. A1.4 Courbe de calibration des turbidimètres. Relations concentration en MES (g/L) - turbidité en NTU en cours de construction pour les stations de Beaulieu et des Masniers.....	p. 164
Table 1.1 : Synthèse des principales analyses effectuées durant cette thèse sur les échantillons collectés. (SPCL : spectrophotométrie, SM : susceptibilité magnétique, CT : carbonate totaux, GS : mesure granulométrique, DBD : dry bulk density, TOC : carbone organique total).....	p. 44
Table 2.1 Comparaison of sediment yields in small (<100 km ²) agricultural catchments of western Europe.....	p. 68
Table 3.1 Statistic description of ¹³⁷ Cs concentration (Bq.kg ⁻¹) of the potential sources with the different correction techniques (m: measured values, SSA: surface specific correction and Th: Thorium correction).....	p. 90
Table 3.2 Statistic description of ¹³⁷ Cs concentration measured (Bq.kg ⁻¹) for the in-stream and drain samples at each monitoring station during flood events.....	p. 92
Table 3.3 Details of modeling results for surface and subsurface contributions.....	p. 92

Table 4-2.1: Proportion of bank source to pond filling for the last 10 years estimated with various extrapolation scales compared to a fingerprinting method implemented on the Louroux catchment (Foucher et al, submitted).....p. 139

Table A1.1 Caractéristiques des stations de mesures du site expérimental du Louroux..... p. 160

Résumé

L'érosion des sols est reconnue comme l'un des principaux facteurs à l'origine de la dégradation physico-chimique des environnements aquatiques. Ce phénomène, bien que largement décrit dans des régions topographiquement contrastées, reste, pour les régions de plaine agricole très peu détaillé en dépit d'une connectivité optimale entre les sources de matière et les masses d'eau.

Dans ce contexte, nous avons développé une approche intégrée multi-paramètres permettant de retracer la cascade sédimentaire sur une plaine agricole drainée (bassin du Louroux : 47.16°N – 0.78°E) en partant des sources de matière jusqu'à leur accumulation dans un réceptacle sédimentaire, l'étang médiéval du Louroux.

Dans les objectifs initiaux, il s'agissait (i) de quantifier à long (<60 ans) et court terme (<10 ans) l'évolution de la dynamique érosive en lien avec les perturbations anthropiques (remembrement, mise en place de réseaux de drainage, fossés), (ii) de tracer l'origine des sédiments transitant dans les cours d'eau (iii) et d'identifier les modalités de départs de la matière au niveau des berges.

Nous avons donc couplé des approches dédiées à l'étude du remplissage sédimentaire de l'étang ainsi qu'au traçage et au transfert de matières depuis leurs sources. Parmi les études de terrain, citons des carottages, de la sismique haute résolution, du Lidar, des érosions pins, des prélèvements de sols, drains et de berges, la collecte de matières en suspension dans les cours d'eau. En laboratoire nous avons procédé à des mesures d'activités en ^{137}Cs et ^{210}Pb , ^{14}C , d'analyses granulométriques, de densité, spectrométrie ou encore de palynofaciès quantitatifs. Il convient également de préciser que nous avons construit un observatoire instrumenté du transfert de matières en suspension.

Les résultats obtenus nous permettent d'estimer une érosion sur les versants très faible ($1,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) avant l'intensification des pratiques en 1945. Cette dynamique bascule rapidement et de manière synchrone aux grands aménagements menés sur le territoire. Dans les années 1960, l'érosion sur les versants atteint près de 1900 à $2300 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Puis, ce flux érosif qui n'a cessé de décroître depuis les années 1970, marque une stabilisation à partir de 1990. On enregistre dans l'étang du Louroux un flux sédimentaire 60 fois plus important que le flux post-aménagement, ce qui correspond à une érosion comprise actuellement entre 90 à $102 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Sur les quelques 2150 à 2440 t.an^{-1} de matière terrigène accumulée de 2003 à 2013 dans l'étang, 97 à 99% proviennent essentiellement des sources de surface (mélange entre la matière originaire des réseaux de drainage et de l'érosion des sols). Cette tendance à long terme enregistrée dans l'étang est cependant tempérée par les résultats obtenus à l'échelle de l'année hydrologique 2013-2014 qui indique que les berges peuvent être la source dominante durant les périodes d'étiage (51 à 60% du flux) tandis que les sols et les drains dominent durant les crues (99%). Malgré leur importance moindre dans le comblement actuel de l'étang du Louroux, il semble que les berges aient participé au cours des 70 dernières années à une part non négligeable du comblement de l'étang avec un volume décaissé de l'ordre de 45000 tonnes depuis 1944.

Abstract

Soil erosion is identified as one of the main factors influencing the physico-chemical degradation of the aquatic environments. This phenomenon has been largely described on contrasted topographic areas but there is a gap of knowledge about sediment mobilization/transfer in lowland areas despite the high connectivity level between the potential sources of sediment and the water bodies.

In this context we have implemented an integrated multi-parameter approach allowing to track the sediment dynamics in a drained lowland area (the Louroux pond catchment: $47.16^\circ\text{N} - 0.78^\circ\text{E}$) by starting from the sources of sediment to their accumulation in a sedimentary receptacle: the middle-age Louroux pond. The aims of this study are (i) to quantify at long (approx. 60 years) and short time scales (<10 years) the evolution of the erosion rate in the hillslope in link with the increase of the anthropogenic pressures (land consolidation, implementation of the drain network, ditches design), (ii) to track the origin of sediment reaching the pond, (iii) to identify and quantify the parameters influencing bank erosion, that is one of the main source of sediment transfers.

Field surveys consisted in collecting sediment cores, high resolution seismic profiles, LiDAR data, erosion-pins, soils and banks samples as well as suspended sediment samples collected in the main streams and at drain outlets. Laboratory work consisted in the measurement of ^{137}Cs and ^{210}Pb activities, ^{14}C , grain size, density, spectrometry and quantitative palynofaciès. In addition, an experimental study site has been implemented to record the suspended sediment flux in this basin.

The results obtained on the sedimentary sequence of the Louroux pond allow estimating a low erosion rate ($1,6 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$) before the intensification of agricultural practices at the end of WWII. This dynamic quickly switched during the subsequent landscape modifications. From that period, (1954-1960), erosion rate ranged between 1900 to $2300 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$. This erosion rate decreased during the 1970's period to tend progressively to a stabilization since the 1990 period. The Louroux pond records an input of terrigenous material 60 times more important than the input just before the management period. Currently the erosion rate can be estimated between 90 to $102 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ in this catchment. Over the 4890 t.an^{-1} accumulated during the 2003-2013 period in the pond, 97 to 99% originate from the surface sources (represented by the material exported from the drains network and the surface soil erosion). This long term trend record in the pond must however be tempered by the results obtained during the hydrological year 2013-2014 which highlights that bank erosion can be the dominant source during low flow periods (51% to 60% of sediment flux) whereas soil erosion and drain transfers are the main sources during the floods (99%). Despite the low contribution of bank material in the current pond siltation, the result obtains for the long time-scale indicate that most of 45000 tons of sediment originated from bank material have participated to the pond filling since 1944.



