



HAL
open science

Érosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle

Valentin Landemaine

► To cite this version:

Valentin Landemaine. Érosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle. Interfaces continentales, environnement. Normandie Université, 2016. Français. NNT : . tel-01937208

HAL Id: tel-01937208

<https://normandie-univ.hal.science/tel-01937208>

Submitted on 28 Nov 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Normandie Université

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité : Sciences de la Terre

Préparée au sein de l'Université de Rouen Normandie

Érosion des sols et transferts sédimentaires sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris : analyse, quantification et modélisation à l'échelle pluriannuelle

**Présentée et soutenue par
Valentin LANDEMAINE**

**Soutenance publique prévue le 18 Octobre 2016
devant le jury composé de**

Kristof VAN OOST	Professeur, Université catholique de Louvain	Rapporteur
Olivier EVRARD	Chargé de recherche, CEA	Rapporteur
Jean-Marie MOUCHEL	Professeur, Université Pierre et Marie Curie	Examineur
Véronique SOUCHERE	Ingénieur de recherche, INRA	Examineur
Nicolas MASSEI	Professeur, Université de Rouen	Examineur
Jean-François OUVRY	Directeur, AREAS	Membre invité
Benoit LAIGNEL	Professeur, Université de Rouen	Directeur de thèse
Olivier CERDAN	Ingénieur de recherche, BRGM	Co-encadrant de thèse
Matthieu FOURNIER	Maître de conférences, Université de Rouen	Co-encadrant de thèse

Thèse dirigée par Benoît LAIGNEL, UMR CNRS 6143 M2C



Sommaire

Résumé	4
Introduction générale	7
Chapitre 1 : Présentation du territoire d'étude : l'Ouest du Bassin de Paris.....	15
1. Localisation et contexte administratif.....	16
2. Géomorphologie et hydrographie	19
3. Lithologie et stratigraphie	22
4. Pédologie et occupations des sols	26
5. Hydrogéologie : karstification et aquifère crayeux karstique.....	31
6. Climat.....	35
Chapitre 2 : Quantification des flux sédimentaires des rivières de l'Ouest du Bassin de Paris : essai, critiques et préconisations.....	38
1. Introduction.....	40
2. Matériels et méthodes	43
3. Résultats et discussion	60
4. Conclusion.....	77
Chapter 3: Effect of catchments characteristics on hydro-sedimentary response of rivers in the Western Paris Basin.....	80
1. Introduction.....	82
2. Material and Methods	83
3. Results and discussion	91
4. Conclusion.....	101
Chapter 4: Assessment of representative mean specific sediment loads for gauged and ungauged rivers in the Western Paris Basin	104
1. Introduction.....	106
2. Material and methods.....	109
3. Results and discussion	122
4. Conclusion.....	131
Chapter 5: Continuous modelling of the scale dependency on runoff and erosion for agricultural catchments in the Western Paris Basin	133
1. Introduction.....	135
2. Materials and methods.....	138
3. Results and discussion	152
4. Conclusion.....	171
Chapitre 6: Diagnostic de la stratégie de maîtrise de l'érosion et du ruissellement sur le bassin de l'Austreberthe	175
1. Introduction	177
2. Matériels et méthodes	179
3. Résultats et discussion	188
4. Conclusion.....	202
Conclusion générale et perspectives	205
Bibliographie.....	215
Liste des figures.....	227
Liste des tableaux	233

Résumé

Comprendre comment les activités humaines impactent l'environnement est le prérequis indispensable pour une planification et une gestion durable des ressources naturelles. En milieu rural, la conversion d'une agriculture extensive vers une agriculture intensive au cours du 20^{ème} siècle s'est traduite par une profonde mutation des paysages, avec le remembrement des parcelles agricoles, la destruction des haies et des zones humides, le drainage des fonds de vallées, ou encore la chenalisation des rivières. Ces mutations provoquent l'érosion accélérée des sols et un transfert important de sédiments et de polluants aux milieux récepteurs. Les conséquences de ces phénomènes soulèvent alors de nombreuses problématiques environnementales et sociétales : pertes en terres arables, diminution des rendements agricoles, dégradation de la qualité des eaux et des habitats aquatiques, atteinte aux biens et aux personnes par les inondations et les coulées de boue, ou encore envasement des réservoirs utilisés pour l'alimentation en eau potable ou l'irrigation.

Les impacts de l'érosion accélérée des sols sont particulièrement présents au niveau des plateaux lœssiques normands, et sont à ce titre étudiés depuis plusieurs décennies. Les travaux menés à l'échelle de la parcelle agricole montrent des taux d'érosion parmi les plus élevés d'Europe en raison d'une agriculture intensive sur sols lœssiques peu structurés particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion. Cependant, les premiers bilans d'export réalisés à l'exutoire de quelques bassins versants normands indiquent des taux d'érosion extrêmement faibles en comparaison. Ces différences notables sont liées au stockage des produits érodés au sein du bassin versant avec le changement d'échelle spatiale. Toutefois, la connaissance de l'effet d'échelle restait jusqu'à présent limitée aux bassins versants élémentaires. Ce travail de thèse propose d'étendre notre compréhension du fonctionnement global de ces hydrosystèmes, par une étude approfondie du continuum sédimentaire, depuis les zones de production du ruissellement et de l'érosion sur les parcelles agricoles, jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

La première partie de ce travail a consisté à vérifier si la constatation faite sur les taux d'érosion à l'exutoire de quelques bassins versants pouvait être généralisée. En l'absence d'un suivi continu des flux sédimentaires des rivières, un modèle de prédiction des flux sédimentaires a été développé sur les bassins où un suivi à haute fréquence était déjà réalisé. Une méthodologie d'extrapolation du modèle, validé pour le contexte régional, a ensuite été construite avec un index spatialisé caractérisant la réponse hydrologique et sédimentaire des bassins. Les flux sédimentaires annuels ont été calculés pour l'ensemble des rivières haut-normandes, sur la période 1990-2010. Les taux d'érosion moyens annuels calculés pour l'ensemble des bassins de

l'Ouest du Bassin de Paris confirment l'importance de l'effet d'échelle pour l'ensemble des bassins de la région avec des valeurs variant entre 2.7 t.km⁻².an⁻¹ et 55.9 t.km⁻².an⁻¹.

La seconde partie de ce travail s'est donc attachée à comprendre et à quantifier plus finement les mécanismes à l'origine du transfert d'échelle par une simulation de l'érosion et du ruissellement sur trois bassins versants représentatifs de l'Ouest du Bassin de Paris, drainant des aires comprises entre 217 km² et 756 km². Sur ces bassins, plus de 1000 évènements de pluies observés entre 1999 et 2010, ont été modélisés en vue de couvrir une large gamme de combinaisons d'états de surface du sol et de caractéristiques de pluies. Pour cela, le modèle WATERSED a été développé dans le cadre de ce travail. Il permet une modélisation distribuée du ruissellement, de l'érosion diffuse et concentrée, depuis l'échelle de la parcelle agricole à celle du bassin versant, pour un évènement de pluie. Passée l'étape de calage multi-échelles, l'application du modèle révèle que l'essentiel des processus de stockage du ruissellement et de l'érosion produit sur les parcelles agricoles, se déroule avant l'émergence d'un réseau hydrographique pérenne. L'intensité de l'effet d'échelle nécessite de considérer, d'une part, la variabilité intra-annuelle de l'organisation spatiale de la production du ruissellement et de l'érosion, et d'autre part, les possibilités de recharge et de piégeage des sédiments jusqu'à l'émergence du réseau hydrographique. La connectivité au réseau est ainsi dépendante des conditions locales de topographie et de couvert végétal. A partir de ce schéma de fonctionnement, de l'observation de l'occurrence des évènements extrêmes, et de l'évolution annuelle des états de surface du sol, nous expliquons finalement la variabilité intra et inter annuelle de la réponse hydrologique et sédimentaire aux différentes échelles spatiales du bassin versant.

La connectivité hydrologique et sédimentaire est également modifiée par la présence d'ouvrages et d'aménagements d'hydraulique douce. Dans la dernière partie de ce travail, l'efficacité de ces aménagements dans la réduction annuelle et événementielle du ruissellement et de l'érosion est donc investiguée entre 1999 et 2010, sur un des bassins précédemment étudiés. Pour se faire, les fonctionnalités du modèle WATERSED ont été étendues avec la possibilité de simuler différents types d'aménagement. Malgré l'installation d'un nombre important d'aménagements, la réduction annuelle du ruissellement et de l'érosion à l'exutoire du bassin versant est globalement limitée, bien loin des performances généralement annoncées en plein champ. Le schéma d'aménagement est néanmoins pleinement opérationnel, avec dans l'ensemble une bonne cohérence dans le choix et la localisation des ouvrages. Les capacités de stockage et piégeage du dispositif sont en fait faibles au regard du ruissellement et de l'érosion sur l'ensemble du bassin, mais peuvent rester efficaces localement au niveau de certains points stratégiques.

Mots-clefs : érosion, ruissellement, bassin versant, modélisation, effet d'échelle.

Introduction générale

Contexte de recherche

Dans de nombreuses régions du globe, les ressources en sols et en eau sont en train de se dégrader à un rythme sans précédent en raison des demandes croissantes des différents secteurs de l'économie (agriculture, besoins ménagers, industrie, transport et tourisme). Selon le rapport de l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture paru en 2011 (FAO, 2011), 18% des sols agricoles mondiaux sont déjà stériles et 33% d'entre eux sont modérément à très fortement dégradés avec des tendances pour les prochaines décennies nettement en faveur de la dégradation. Les agents responsables de cette dégradation sont multiples : artificialisation, érosion, pollution, acidification ou encore salinisation. L'érosion hydrique des sols est particulièrement problématique, car l'arrachement des particules de terre composant les couches fertiles du sol réduit considérablement les rendements agricoles, ainsi que l'ensemble des services écosystémiques rendus par le sol (filtration, épuration et régulation des eaux, source de matériaux, puits de carbone, réservoir de biodiversité, etc.). En l'absence d'une planification et d'une gestion durable des sols à l'horizon 2050, la FAO estime que l'érosion pourrait provoquer une réduction totale des rendements agricoles de plus de 253 millions de tonnes de céréales. Cette perte de rendement équivaldrait à retirer environ 10% des terres agricoles mondiales (150 millions d'hectares), soit l'équivalent de toutes les terres arables de l'Inde. Dans le même temps, l'augmentation de la population (passant de 7 milliards d'individus en 2010 à 9 milliards en 2050) devrait se traduire par une augmentation de la demande mondiale en produits alimentaires de 70%. La croissance agricole devra donc reposer sur des terres déjà largement surexploitées. Le défi pour les prochaines décennies est alors d'augmenter les rendements agricoles tout en adoptant un nouveau modèle de production agricole garantissant la durabilité des sols et des écosystèmes associés.

En Europe, la dégradation des sols par l'érosion hydrique est la conséquence de plusieurs décennies de modifications des paysages ruraux depuis les années 1960. Le passage d'une agriculture extensive à une agriculture intensive s'est traduite par une augmentation de la surface des terres arables au détriment des prairies (Bakker et al., 2008; Souchère et al., 2003b), un agrandissement des parcelles agricoles par l'arrachage des haies et la suppression de talus (Chartin et al., 2013), une simplification des systèmes culturaux (Evrard et al., 2010b; Van Oost et

al., 2000), ou encore le drainage des fonds de vallées par la chenalisation des rivières (mise au profil, endiguement, réalignement par suppression de méandres, etc.) (Brookes et al., 1983; Landemaine et al., 2015). Ces transformations ont complètement modifié le continuum hydro-sédimentaire en favorisant le détachement et le transfert des particules de terre et des polluants associés (nutriments, métaux lourds, pesticides, etc.) depuis les parcelles agricoles vers les rivières et les océans.

L'érosion des sols entraîne alors de graves impacts pour les milieux récepteurs. Les apports excessifs de sédiments fins et de polluants vers les masses d'eau de surface (rivières, lacs, côtes, etc.) sont responsables d'une dégradation de la qualité des eaux et des habitats aquatiques (Kronvang et al., 2003; Steiger et al., 2005), d'un envasement des réservoirs et des lits fluviaux (Collins and Walling, 2007; Packman and Mackay, 2003), et d'un appauvrissement de la biodiversité des écosystèmes (Steiger et al., 2005; Wasson et al., 1995). Face à la dégradation des masses d'eau, les états membres de l'Union Européenne ont adopté en 2000 une politique globale communautaire pour restaurer, protéger et gérer durablement les ressources en eau, à travers la Directive Cadre sur l'Eau (DCE). Lors de son adoption, la DCE s'était fixée comme objectif ambitieux d'atteindre le bon état (chimique et écologique) de l'ensemble des masses d'eau européennes à l'horizon 2015. Selon le dernier rapport de l'Agence Européenne pour l'Environnement paru à cette échéance (EEA, 2015), cet objectif est loin d'être atteint. À titre d'exemple, seulement 53% des masses d'eau européennes de surface sont dans un bon état écologique. En France, sur les bassins Loire-Bretagne et Seine-Normandie (représentant 46% de la superficie du territoire métropolitain), entre 70% et 90% des masses d'eau de surface sont actuellement en deçà du bon état écologique. Devant l'ampleur de la dégradation des masses d'eau, d'importants efforts seront donc à mener dans les prochaines décennies en vue d'atteindre cet objectif de bon état, notamment sur les versants pour limiter les transferts excessifs de sédiments.

Les impacts de l'érosion et du ruissellement sont également significativement perçus par les populations et les pouvoirs publics sur les territoires où ce phénomène se manifeste de manière exacerbée. En France, une réelle attention est portée à la problématique « érosion des sols » depuis les années 1970. Les nombreuses enquêtes et synthèses menées à cette époque (Auzet et al., 1992; Auzet, 1987; Gis Sol, 2011; Le Bissonnais et al., 2002) démontrent une augmentation de la fréquence et de l'intensité de phénomènes érosifs catastrophiques sur de nombreuses régions agricoles françaises : Normandie, Picardie, Champagne, Bretagne, Alsace, ou encore certaines régions sur le pourtour méditerranéen. Sur ces territoires, des coulées de boue venant des espaces

agricoles à l'amont dévalent dans les villages situés à l'aval, entraînant des inondations et portant atteinte aux biens et aux personnes (Douvinet et al., 2015; Evrard et al., 2007a).

Dans ce contexte, la simple description des processus et de leurs impacts ne suffit plus. Les gestionnaires attendent dorénavant des outils de modélisation capables de simuler le continuum hydrologique et sédimentaire aux échelles de gestion des territoires en vue de cibler les espaces à risques et d'orienter en conséquence des programmes de mesures adaptés, garantissant la protection des enjeux environnementaux, sociétaux et économiques.

Problématique de recherche et objectifs

L'étude des processus d'érosion est une thématique scientifique multidisciplinaire difficile à appréhender de par son caractère systémique. La communauté scientifique a toutefois réalisé d'importants progrès pour comprendre et formaliser le continuum hydro-sédimentaire depuis les surfaces continentales vers les océans. Ces progrès sont particulièrement remarquables à l'échelle des bassins de tête, sur les territoires où les impacts de l'érosion accélérée des sols sont extrêmement marqués, notamment sur les bassins versants de grandes cultures sur limons battants du Nord-Ouest de l'Europe. Les travaux menés illustrent une démarche scientifique intégrée, depuis la description et la compréhension des processus à différentes échelles de temps et d'espace, en passant par leur formalisation jusqu'à leur intégration dans un outil de modélisation à finalité scientifique et opérationnelle.

Les nombreux essais menés sous pluies artificielles en laboratoire (Fox and Le Bissonnais, 1998; Le Bissonnais et al., 1995), sous pluies naturelles ou artificielles sur des placettes expérimentales (Chaplot and Le Bissonnais, 2000; Gallien et al., 1995; Martin et al., 1997), en plein champ (Le Bissonnais et al., 1998), et à l'échelle de blocs culturaux (Lecomte et al., 1997), ont tout d'abord permis d'identifier les paramètres intégrateurs des processus de ruissellement et d'érosion des sols. D'autres travaux ont ensuite quantifié le transport sédimentaire dans les eaux de ruissellement (Cerdan et al., 2002c) et démontré l'influence du sens du travail du sol et des éléments linéaires du paysage (limites de parcelle, routes, talus, etc.) dans les chemins d'écoulement des eaux (Couturier et al., 2013; Souchere et al., 1998). Les facteurs de déclenchement des formes d'érosion concentrée et des coulées de boue ont été mis en évidence (Boiffin et al., 1988; Ludwig et al., 1995; Papy F. and Boiffin, 1988), tout comme les conditions d'occupation des sols et de topographie propice aux dépôts sédimentaires (Cerdan et al., 2002a). L'étude de mesures de conservation fait également partie des axes de recherches, avec l'évaluation de l'effet des bandes enherbées dans la réduction du ruissellement et de l'érosion des sols (Le Bissonnais et al., 2004; Lecomte, 1999).

L'ensemble des connaissances et données récoltées (Cerdan et al., 2002c; Le Bissonais et al., 2005) a alors servi de support à l'élaboration du modèle STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management) (Cerdan et al., 2002b, 2001). Plus qu'un outil de simulation, le modèle STREAM a défini un cadre de travail permettant d'asseoir les connaissances acquises, de mettre à jour les verrous scientifiques relatifs à la simulation des processus d'érosion et de ruissellement (King et al., 2005a, 2005b; Souchère et al., 2003a), ou encore de tester des hypothèses de recherche lorsque l'expérimentation est difficilement réalisable (Cerdan et al., 2004). Une fois validé dans différents contextes (Evrard et al., 2009), cet outil a largement contribué à la compréhension de l'érosion accélérée des paysages ruraux (Evrard et al., 2010b; Souchère et al., 2003b), à l'orientation de mesures de conservation des sols (Martin et al., 2014) ou encore à la prévision de l'impact de scénarii futurs d'occupation des sols et de changements climatiques (Nearing et al., 2005; Ronfort et al., 2011; Souchère et al., 2005).

Le domaine de validité spatiale du modèle STREAM reste cependant limité aux bassins versants élémentaires (1 – 10 km²). Des recherches supplémentaires s'avèrent nécessaires pour étendre la validité du modèle à l'échelle des bassins versants fluviaux (100 -1000 km²), correspondant généralement aux échelles de gestion des territoires. Une telle extension nécessite alors de s'intéresser à la problématique du transfert d'échelle sur l'érosion et le ruissellement. Le changement d'échelle spatiale depuis l'échelle de la parcelle agricole à celle du bassin versant implique le stockage des produits de l'érosion au sein des différentes unités géomorphologiques (versants, fonds de vallée, plaines alluviales, berges ou encore lits des rivières et des lacs) (Foucher et al., 2015; Walling and Collins, 2008). Le flux sédimentaire à l'exutoire d'un bassin versant correspond en conséquence à une fraction de l'érosion brute produite sur les versants (Walling, 1983). L'Ouest du Bassin de Paris constitue un territoire remarquable où l'effet d'échelle sur l'érosion et le ruissellement semble particulièrement marqué (Cerdan et al., 2004; Delmas et al., 2012b). Les travaux menés à l'échelle de la parcelle agricole montrent des taux d'érosion parmi les plus élevés d'Europe (Cerdan et al., 2010). A l'inverse, les premiers bilans d'export de sédiments réalisés à l'exutoire de quelques bassins versants normands d'une centaine de kilomètres carrés montrent des taux d'érosion extrêmement faibles en comparaison (Delmas et al., 2012b; Laignel et al., 2008, 2006), parmi les plus faibles d'Europe (Vanmaercke et al., 2011).

Toutefois, cette observation nécessite d'être confortée. Les bilans sédimentaires sont issus de mesures réalisées sur deux à trois années de mesures. Une quantification à des échelles de temps décennales est requise en vue de donner des chiffres moyens représentatifs d'une longue période de temps (Gay et al., 2014). Par ailleurs, seulement quelques bassins versants ont été étudiés. Une

quantification portant sur l'ensemble des bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris est nécessaire pour conclure quant aux exports de sédiments de ce type d'hydrosystème.

Dans cet esprit, le premier objectif de ce travail est de quantifier les taux d'érosion moyens annuels de l'ensemble des bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris, comprenant les affluents intra-estuariens de Seine et les rivières littorales du Pays de Caux. L'objectif est double puisqu'une telle approche régionale permet également de proposer pour la première fois une quantification des apports sédimentaires à l'estuaire de Seine et à la Manche.

Le principal verrou réside dans la faible disponibilité et fiabilité des mesures de concentration en Matières En Suspension (MES), nécessaires dans le calcul de flux sédimentaires. Des méthodes de quantification ont été proposées pour les grands bassins fluviaux (>10 000 km²) à partir de mesures mensuelles couvrant généralement plusieurs décennies (Delmas et al., 2012a; Moatar and Meybeck, 2005; Webb et al., 1997). Toutefois, pour les bassins fluviaux de taille moyenne (100-1000 km²), les mesures de concentration en MES ne couvrent généralement pas des périodes de temps aussi larges (Meybeck et al., 2003), nécessitant d'explorer la validité des méthodes proposées hors de leur contexte de développement.

Aux échelles de temps humaines, l'érosion hydrique des sols est un phénomène naturel conditionné par un équilibre dynamique entre différents forçages de nature climatique, pédologique, géologique, biologique et topographique, complexifié par le forçage anthropique, avec des actions et rétroactions inter-forçage s'exprimant à des échelles variées de temps et d'espace. Il en résulte une réponse hydrologique et sédimentaire complexe aux différentes échelles spatiales du bassin versant avec des modes de variabilités temporels allant de l'échelle événementielle à l'échelle pluriannuelle.

Le second objectif de ce travail est d'identifier et de modéliser le rôle et l'expression spatio-temporelle des facteurs forçant dans l'effet d'échelle affectant l'érosion et le ruissellement par une quantification continue des taux d'érosion depuis l'échelle de la parcelle agricole à celle des bassins versants fluviaux et sur des échelles de temps événementielles à pluriannuelles.

L'extension de la validité spatiale du modèle STREAM depuis l'échelle du bassin versant élémentaire (1 – 10 km²) à celle du bassin versant fluvial (100 – 1000 km²) est indispensable pour répondre à cet objectif, mais nécessite d'être bornée, avec un niveau d'ambition compatible avec la durée de ce travail. La transition vers le bassin versant fluvial implique en premier lieu de considérer un écoulement des eaux de ruissellement pour des durées plus longues que la durée

de la pluie (Chow, 1988). Il en découle une refonte complète du routage de surface des flux hydrologiques et sédimentaires, tel que proposé par le modèle STREAM. Cette transition implique en second lieu une alimentation souterraine du réseau hydrographique par l'aquifère crayeux karstique de l'Ouest du Bassin de Paris. De grandes avancées ont été réalisées dans la compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire de cet aquifère, depuis l'introduction des eaux de ruissellement via les dolines en surface jusqu'aux résurgences observées en fond de vallée (El Janyani et al., 2012; Fournier et al., 2007; Laignel et al., 2004; Massei et al., 2006). Toutefois, l'intégration du continuum hydro-sédimentaire souterrain dans une modélisation distribuée à l'échelle du bassin versant fluvial et sur des échelles de temps événementielles à décennales est en l'état prématurée (Duran, 2015). Pour cette raison, les processus souterrains sont écartés de ce travail et seule la réponse hydro-sédimentaire de surface est considérée.

L'érosion hydrique des sols est également affectée par des mesures curatives installées le long du continuum hydro-sédimentaire. Des aménagements d'hydraulique douce (fascines, haies, bandes et chenaux enherbés) sont notamment préconisés en bas des parcelles agricoles et le long des chemins d'écoulement des eaux, (Evrard et al., 2008, 2007b; Ouvry et al., 2012b). À l'exutoire des vallons secs, des ouvrages structurants (barrages en terre, bassins tampons) sont conseillés en vue de protéger les villages installés en fond de vallée, des coulées boueuses et des inondations (Boardman and Vandaele, 2015; Evrard et al., 2010a; Fiener et al., 2005; Verstraeten and Poesen, 1998). Ces aménagements sont largement utilisés sur les bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris, mais leur efficacité aux différentes échelles spatiales du bassin versant est cependant rarement étudiée.

Le troisième objectif de ce travail est d'évaluer l'efficacité des aménagements d'hydraulique douce et des ouvrages structurants dans la réduction événementielle à pluriannuelle des transferts hydrologiques et sédimentaires aux différentes échelles du bassin versant et de tirer des enseignements quant au déploiement d'une stratégie intégrée de conservation des sols.

Ce travail de thèse se propose donc d'étendre notre compréhension du fonctionnement global des hydrosystèmes de l'Ouest du bassin de Paris, par une étude approfondie du continuum hydro-sédimentaire sur des échelles variées de temps et d'espace, et d'apporter des éléments chiffrés quant à l'efficacité des programmes de maîtrise du ruissellement et de l'érosion des sols, déployés par les gestionnaires.

Structuration de la Thèse

Après une présentation générale de l'Ouest du Bassin de Paris dans le Chapitre 1, ce mémoire de thèse se décline en 5 chapitres, dont le descriptif est détaillé ci-après. Le Chapitre 2 s'attache à suivre le cadre méthodologique proposé par la littérature scientifique en vue d'une quantification des flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux : inventaire et assemblage des mesures hydrologiques et sédimentaires disponibles, inter-comparaison des mesures, évaluation des performances de différentes méthodes d'estimation des flux sédimentaires et sélection de la méthode la plus adaptée. En l'absence d'une méthode présentant des performances satisfaisantes, les Chapitres 3 et 4 proposent une nouvelle méthodologie de quantification des flux sédimentaires des rivières. Le Chapitre 3 étudie la réponse hydrologique et sédimentaire des rivières et propose un index de fonctionnement à partir de l'organisation spatiale de la topographie et de l'occupation des sols des bassins versants. Dans le Chapitre 4, un nouveau modèle de quantification des flux sédimentaires est développé et une méthodologie d'extrapolation entre le paramètre du modèle et l'index de fonctionnement établi est étudiée en vue de quantifier les flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux. Les Chapitres 5 et 6 se focalisent sur le continuum hydro-sédimentaire depuis l'échelle de la parcelle agricole jusqu'à celle du bassin versant. Le Chapitre 5 propose un nouveau modèle d'érosion des sols et de ruissellement dont la validité est étudiée sur trois bassins versants représentatifs de l'Ouest du Bassin de Paris. Sur ces bassins, l'érosion et le ruissellement sont étudiés de manière continue depuis les zones de production de l'érosion et du ruissellement jusqu'à l'exutoire des bassins versants et sur des échelles de temps évènementielles à pluriannuelles. Dans le Chapitre 6, l'impact des mesures de lutte contre le ruissellement et l'érosion des sols sur la réduction des transferts hydro-sédimentaires est exploré sur un des bassins précédemment étudiés en vue de tirer des enseignements quant à l'efficacité de la stratégie de conservation des sols déployée.

Chapitre 1 : Présentation du territoire d'étude :

l'Ouest du Bassin de Paris

Table des matières

1. Localisation et contexte administratif.....	16
2. Géomorphologie et hydrographie	19
3. Lithologie et stratigraphie	22
4. Pédologie et occupations des sols	26
5. Hydrogéologie : karstification et aquifère crayeux karstique.....	31
6. Climat	35

1. Localisation et contexte administratif

Le territoire d'étude se situe dans le Nord-Ouest de l'Europe, dans l'Ouest du Bassin de Paris. Il comprend au Nord les bassins versants des rivières littorales de la Manche et au sud, les bassins versants des affluents de la Seine, sur sa partie estuarienne, formant une emprise d'une superficie de 15 650 km², soit 15% du bassin hydrographique de la Seine et 3% du territoire national.

D'un point de vue administratif, le territoire d'étude inclut l'ensemble de la région Haute-Normandie, mais empiète également sur la région Basse-Normandie, la région Centre, la région Ile-de-France, et la région Picardie, soit au total 9 départements à savoir la Seine-Maritime (76), l'Eure (27), le Calvados (14), l'Orne (61), l'Eure-et-Loir (28), l'Essonne (91), les Yvelines (78), l'Oise (60), et la Somme (80) (Figure 1). La population est de 2 244 400 habitants répartie sur 1765 communes avec une densité démographique en moyenne de 131 habitants par kilomètre carré. La distribution de la population est inégale sur ce territoire, principalement concentrée dans les grandes agglomérations que sont Rouen, Le Havre, Dieppe, Évreux, Bernay, Dreux, Chartes et Rambouillet.

Les activités industrielles dominantes de la région sont la construction automobile, la production agricole, l'industrie agroalimentaire, la plasturgie, l'énergie et l'industrie pharmaceutique. Pour donner quelques repères, la Haute-Normandie assure 30% de la production française de voitures et 60% de la production de lubrifiants. C'est la 1^{ère} région européenne productrice de lin, le 1^{er} pôle mondial de flaconnage pour la parfumerie, la 1^{ère} région française pour le raffinage du pétrole, la 2^{ème} région française en chimie médicinale. Ouverte naturellement sur la Manche, la région Haute-Normandie est également la 1^{ère} région portuaire en France où les ports du Havre et de Rouen sont les 1^{ers} ports français pour les céréales et le papier.

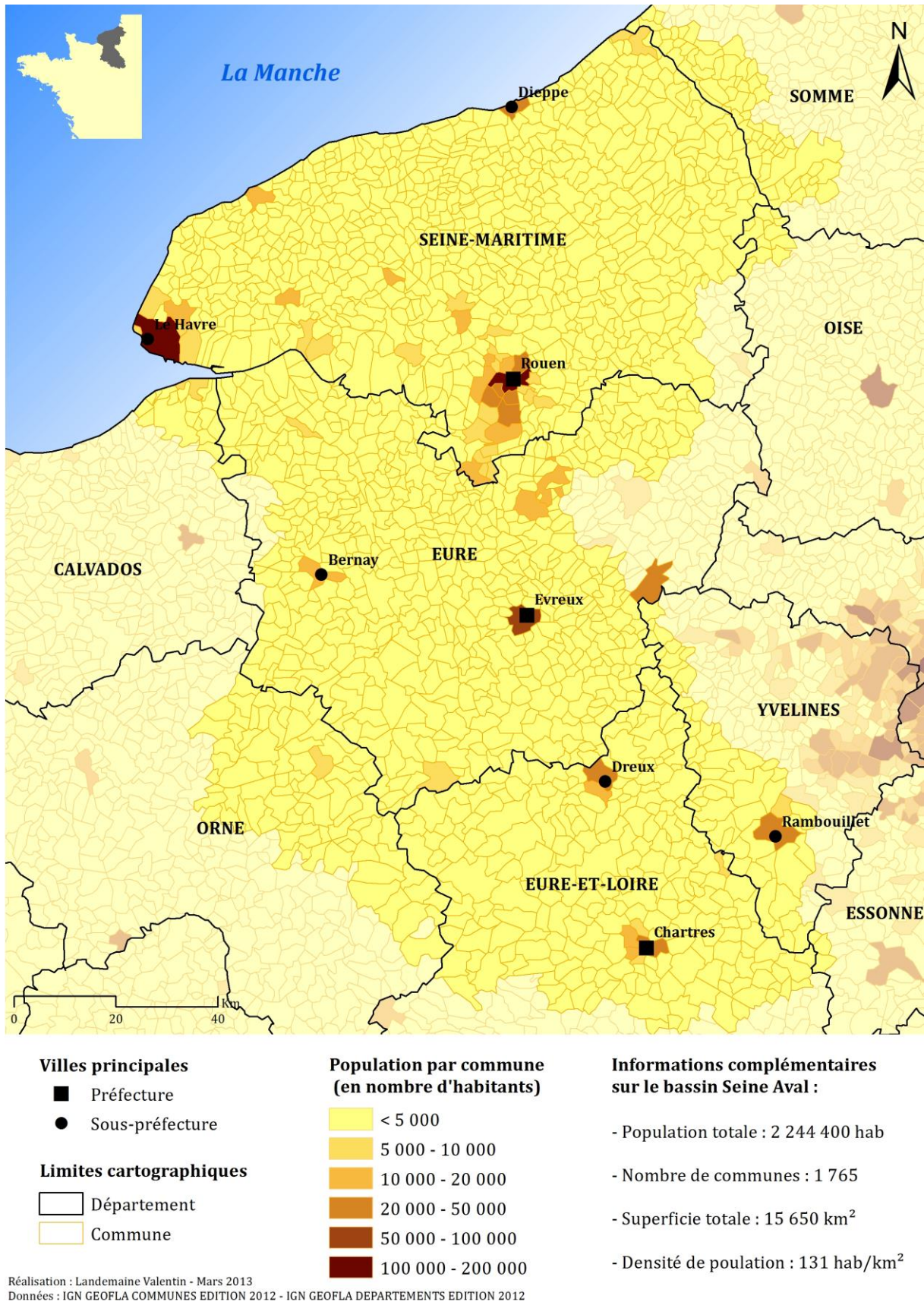


Figure 1 : Carte de densité de population des communes de la zone d'étude, les départements concernés et les principales préfectures et sous-préfectures.



Figure 2 : Carte topographique du territoire d'étude et coupe topographique Sud-Sud-Ouest / Nord-Nord-Ouest.

2. Géomorphologie et hydrographie

L'Ouest du Bassin de Paris est caractérisé par des plateaux de basse altitude (<300 m), entaillés par un réseau de vallées assez étroites (Figure 2). L'analyse des principales formes du paysage permet d'extraire les traits géomorphologiques majeurs de la région d'étude (Figure 3). La méthode utilisée classe le modèle numérique de terrain en 10 classes de formes du paysage (Jasiewicz and Stepinski, 2013). Deux zones sont considérées à savoir le Nord et le Sud de la Seine. La superficie de chaque forme par rapport à la superficie totale de chaque zone, ainsi que la pente médiane et son intervalle de confiance à 95% sont présentés ci-dessous.

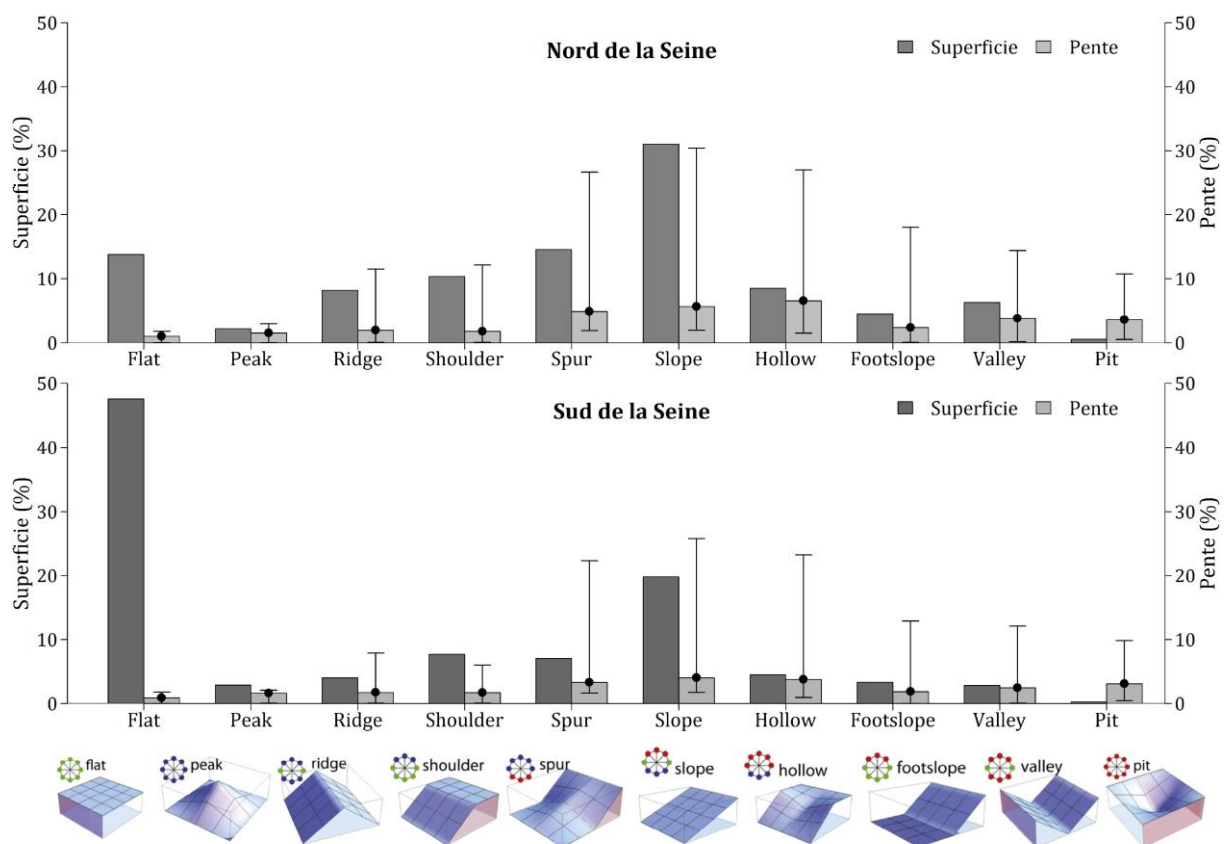


Figure 3 : Classification des formes du paysage du territoire d'étude d'après la méthode proposée par Jasiewicz and Stepinski, 2013.

Le Nord de la Seine représente une superficie de 6572 km² et se partage entre le plateau du Pays de Caux au centre, le Vexin Normand à l'Est et le Pays de Bray au Nord-Est. Sur ce secteur, les plateaux au sens de la méthode de classification (pente inférieure à 1%) (« flat ») représentent seulement 14% de la superficie du secteur en raison de leur incision par de nombreuses vallées actives et vallons secs. Les flancs des vallées, simples, concaves ou convexes (« slope », « hollow », et « spur ») depuis l'épaule (« shoulder ») jusqu'en piémont (« footslope ») représentent au total

69% de la superficie du secteur. Les pentes des vallées sont particulièrement élevées, avec une pente médiane autour de 4.9% et des maxima locaux à plus de 30%. Les fonds de vallée sont étroits et représentent 6% de la superficie de ce secteur.

Le secteur du Sud de la Seine s'étend sur une superficie bien supérieure, sur près de 9075 km², et se subdivise entre le Roumois au Nord, le Pays d'Ouche à l'Ouest, la Plaine de Saint-André à l'Est, le Drouais au Sud, et le Plateau du Neubourg au Centre. Les surfaces planes représentent 48% de la superficie du secteur et traduisent de vastes plateaux ainsi que de larges plaines d'inondations en fond de vallée. Ces plateaux sont faiblement disséqués par le réseau hydrographique. Les flancs de vallée représentent 42% de la superficie de ce secteur et les pentes sont plus faibles que précédemment, avec une médiane de 3.3%.

Au Nord de la vallée de la Seine, les altitudes maximum observées sur le plateau du Pays de Caux atteignent les 170 m (Figure 2). Ces altitudes se répartissent au centre sur un axe est-ouest, formant une ligne de crête, séparant d'une part, les bassins versants des rivières littorales de la Manche, et d'autre part, les bassins versants des affluents intra-estuariens de la Seine sur sa rive droite (Figure 4). Au total, 11 rivières littorales sont dénombrées, à savoir d'est en ouest, la Valmont, le Durdent, la Veules, le Dun, la Sâane, la Scie, la Varenne, la Béthune, l'Eaulne, l'Yères et la Bresle, ainsi que 9 affluents intra-estuariens, à savoir, la Lézarde, la Brouisseresse, le Commerce, le Theluet, la Sainte-Gertrude, la Rançon, l'Austreberthe, le Cailly, l'Aubette et l'Andelle. Ces bassins versants drainent des superficies variées allant de 28 à 762 km².

Au Sud de la vallée de la Seine, les vastes plateaux forment les grands bassins versants des affluents intra-estuariens de la Seine sur sa rive gauche, à savoir la Risle (2316 km²) et l'Eure (6077 km²) et son principal affluent l'Iton (1197 km²).

Sur la zone d'étude, le chevelu hydrographique est peu développé, donnant de nombreux bassins élémentaires avec des vallées sèches, sans cours d'eau superficiels pérennes. Le linéaire de cours d'eau pérenne représente au total 5 788 km, soit une densité de drainage moyenne de 0.4 km.km⁻². Cette faible densité s'explique par des terrains infiltrant karstiques dont les caractéristiques géologiques et pédologiques sont détaillées ci-après.

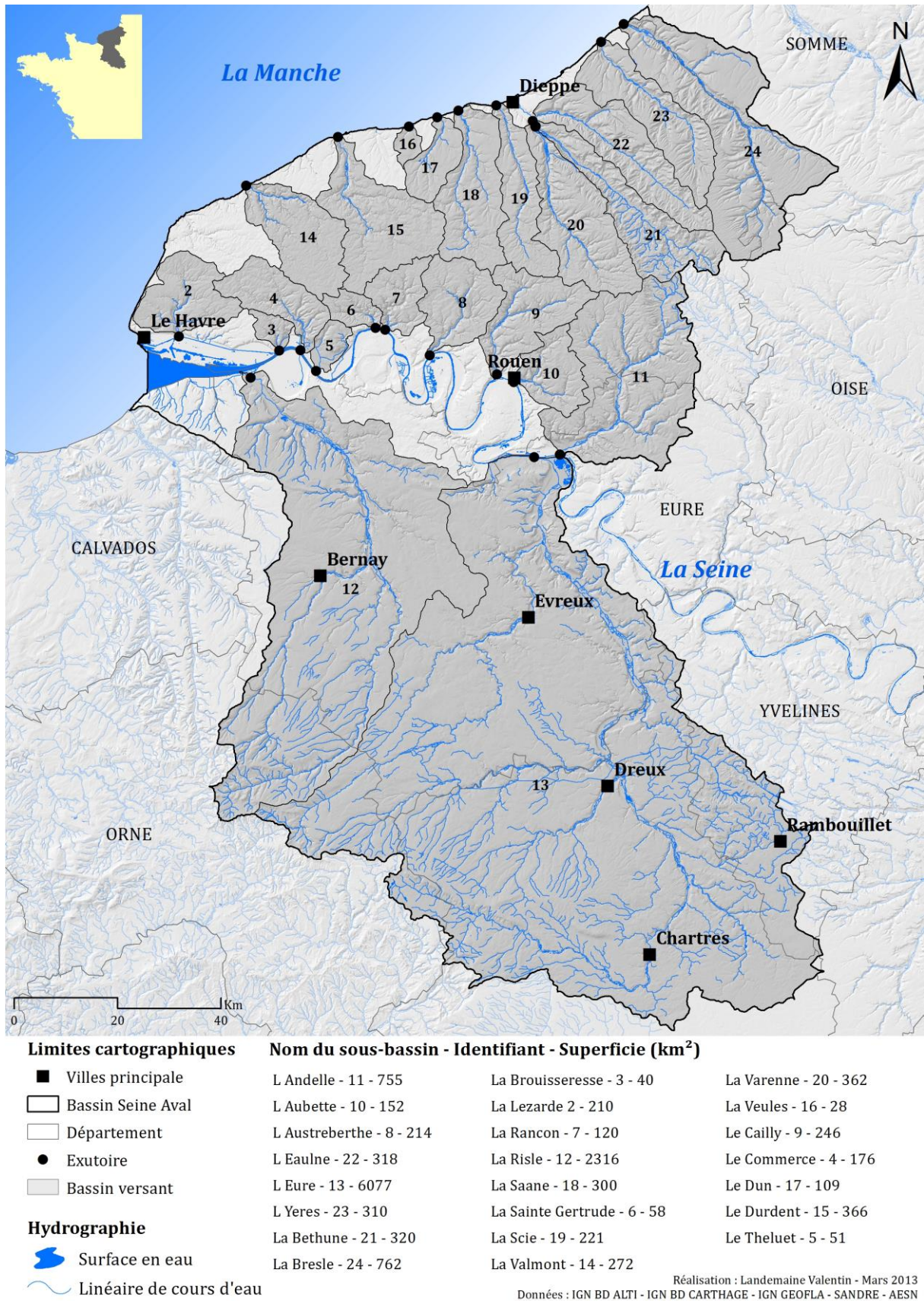


Figure 4 : Carte des bassins versants des rivières littorales de la Manche, des bassins versants des affluents intra-estuariens de Seine et du réseau hydrographique associé.

3. Lithologie et stratigraphie

L'Ouest du Bassin de Paris est assis sur un substratum crayeux, avec un pendage de quelques degrés vers l'Est, disséqué pendant les épisodes périglaciaires du Pléistocène ou pendant les périodes holocènes humides (Lautridou, 1999). Le plateau crayeux subit une altération chimique au cours du Cénozoïque, donnant comme produit résiduel, les argiles à silex également appelées résidus à silex (Laignel, 1997; Laignel et al., 2002a, 1999; Quesnel, 1997). Au-dessus des argiles à silex, des dépôts sablo-argileux résiduels tertiaires sont observés sous forme lacunaire (Laignel, 2003). Pendant les épisodes périglaciaires du Quaternaire, les formations éoliennes, ou lœss, ont recouvert les dépôts tertiaires détritiques et les résidus à silex qui affleuraient (Lautridou, 1985). L'érosion quaternaire des lœss renforce la structure tabulaire des plateaux par comblement des dépressions. La coupe caractéristique des plateaux de l'Ouest du Bassin de Paris permet ainsi d'individualiser ces formations en trois grands ensembles lithologiques : les formations superficielles (dépôts tertiaires, résidus et biefs à silex, lœss et colluvions), le substratum crayeux et les alluvions (Laignel, 2003) (Figure 5).

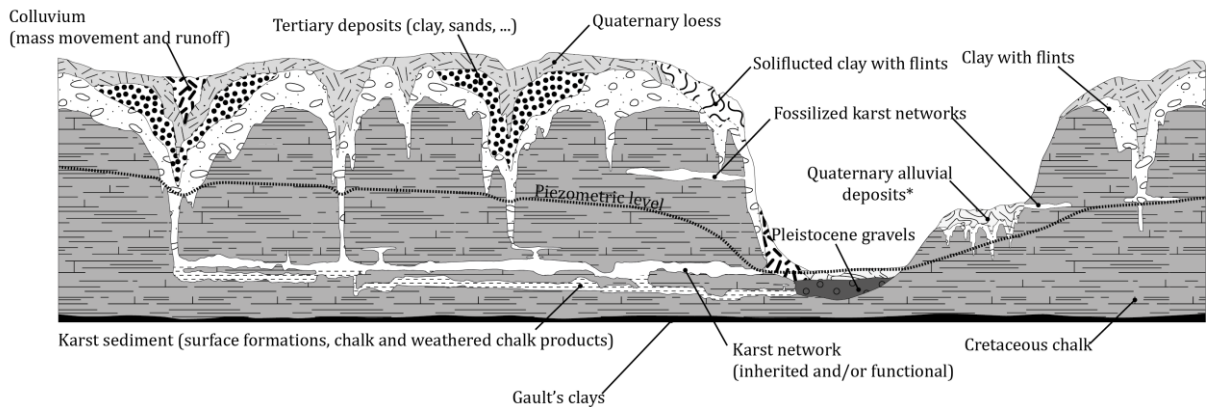


Figure 5 : Coupe schématique régionale de la répartition des formations superficielles sur substratum crayeux dans l'Ouest du bassin de Paris (Laignel et al., 2004; Quesnel et al., 1996) modifiée par Chédeville et al., 2014.

3.1. Le substratum

Les formations géologiques les plus anciennes correspondent à des formations jurassiques complexes du Massif Armoricaïn, observées au sud-ouest de la zone d'étude, ou à la faveur d'accidents tectoniques, au nord-est, au niveau de l'anticlinal du Pays de Bray (Figure 6). L'anticlinal du Pays de Bray laisse également affleurer les argiles du Gault de l'Albien (Crétacé inférieur) plus ou moins sableuses, de teinte gris-bleu à gris foncé.



Limites cartographiques

- Villes principales
- Bassin Seine Aval
- Département

Principales formations géologiques

Formations superficielles

- Alluvions fluviales
- Colluvions
- Loess et limons des plateaux
- Formations résiduelles à silex

Tertiaire

- Formations calcaires et crayeuses

- Dépôts sablo-argileux résiduels

Crétacé

- Argiles du Gault, Marnes et Gaizes
- Formations calcaires et crayeuses

Jurassique

- Formations sédimentaires complexes

Réalisation : Landemaine Valentin - Mars 2013
Données : BRGM - IGN GEOFLA

Figure 6 : Carte géologique simplifiée au 1/50000^{ème} de l'Ouest du Bassin de Paris.

Hormis ces exceptions, la zone d'étude est dominée par un substratum crayeux daté du Crétacé supérieur. La craie de l'Ouest du Bassin de Paris est subdivisée en cinq étages stratigraphiques distribués selon un axe est-ouest, avec la craie campanienne (la plus récente) à l'Est, et la craie cénomanienne à l'Ouest (la plus ancienne) (Quesnel, 1997). Différents travaux ont permis de proposer une synthèse des caractéristiques lithologiques et physiques de ces craies (Laignel, 2003, 1997; Laignel et al., 2008, 1999)(Figure 7).

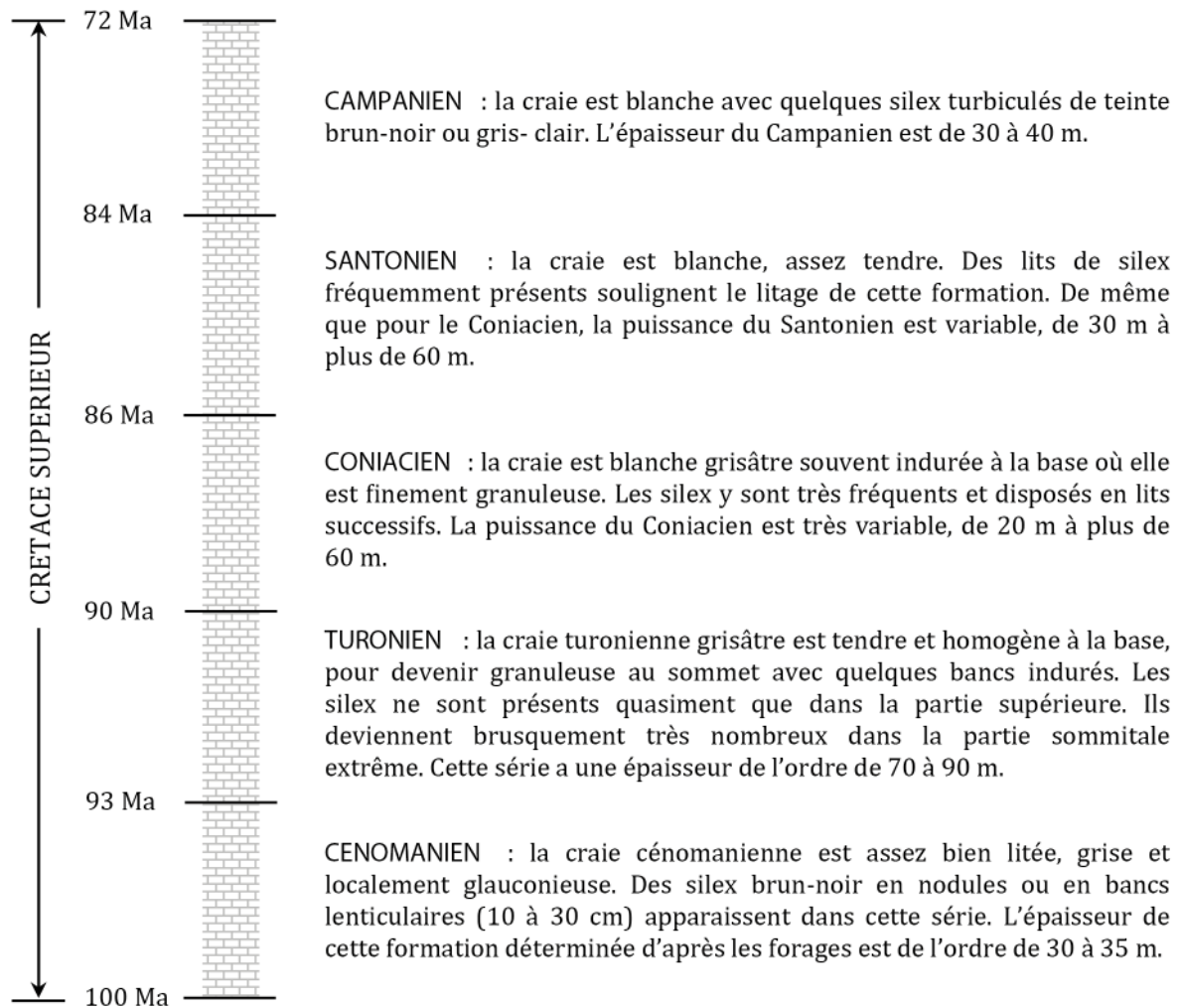


Figure 7 : Lithologie du substratum crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003).

Les variations régionales de faciès, de lithologie et des caractéristiques physiques observées dans les craies de l'Ouest du Bassin de Paris sont donc d'ordre stratigraphique (Laignel, 2003). Au sein d'un même étage, on ne constate pas ou peu de variations régionales (à l'exception du Cénomaniens).

3.2. Les formations superficielles

Dans le Nord-Ouest de l'Europe, les régions crayeuses sont généralement recouvertes par un manteau de formations meubles à silex appelées formations résiduelles à silex (RS), argiles à silex ou altérites à silex (Laignel, 1997; Quesnel, 1997). Elles sont composées de silex emballés dans une matrice argilo-limono-sableuse, dont les proportions des différents constituants varient spatialement (Laignel et al., 2002b, 1999, 1998). Les résidus à silex ont une origine superficielle, par altération météorique de la craie, évacuant les éléments solubles par les eaux de percolation et laissant sur place les dépôts résiduels (Laignel and Meyer, 2000; Laignel, 1997; Laignel et al., 1999). Ce manteau d'altération pénètre localement le substrat crayeux pour donner des indentations caractéristiques formées par les entonnoirs de dissolution ou racine d'altération (Costa et al., 2006). Deux familles peuvent être distinguées selon leur position dans le paysage, à savoir les argiles à silex sur les plateaux, et les argiles à silex situées à la transition plateau-versant et sur les versants, également appelées biefs à silex (Laignel et al., 2003, 2002a). Les épaisseurs de RS sont globalement contrastées de part et d'autre de la Seine, avec au Nord des épaisseurs inférieures à 5 m à l'Est du Pays de Caux et de 5 à 15 m sur le Pays de Caux, et au Sud des épaisseurs supérieures à 10 m, pouvant atteindre 20 m et plus dans certains secteurs.

Les dépôts tertiaires se présentent essentiellement sous forme de sables plus ou moins argileux et/ou d'argiles conservées sporadiquement en poches au sommet des argiles à silex, dans des poches karstiques ou des fossés d'effondrement, et plus rarement sous la forme de nappes superficielles sous les lœss. Ces sables ne présentent pas ou rarement de structures sédimentaires et leurs origines sont diverses et encore mal définies. Les travaux précédents (Laignel, 1997; Laignel et al., 2002a; Quesnel, 1997) permettent de distinguer différents types de dépôts : les sables et argiles du Thanétien, les sables et argiles de l'Yprésien, les sables de Fontainebleau, les sables de Lozère du Pliocène, les sables de Saint-Eustache.

Les lœss sont des dépôts sédimentaires meubles, non stratifiés, continentaux, d'origine éolienne, dominés par une fraction granulométrique silteuse (Lautridou, 1985). Ces dépôts éoliens sont observés sur une bonne partie de l'Ouest de l'Europe et se sont mis en place au cours des phases froides et arides du Pléistocène, en contexte périglaciaire. Dans l'Ouest du Bassin de Paris, les lœss nappent les plateaux sur des épaisseurs moyennes de 1 à 5 m pouvant atteindre localement jusqu'à 14 m dans le Pays de Caux (Laignel, 2003, 1997; Quesnel, 1997).

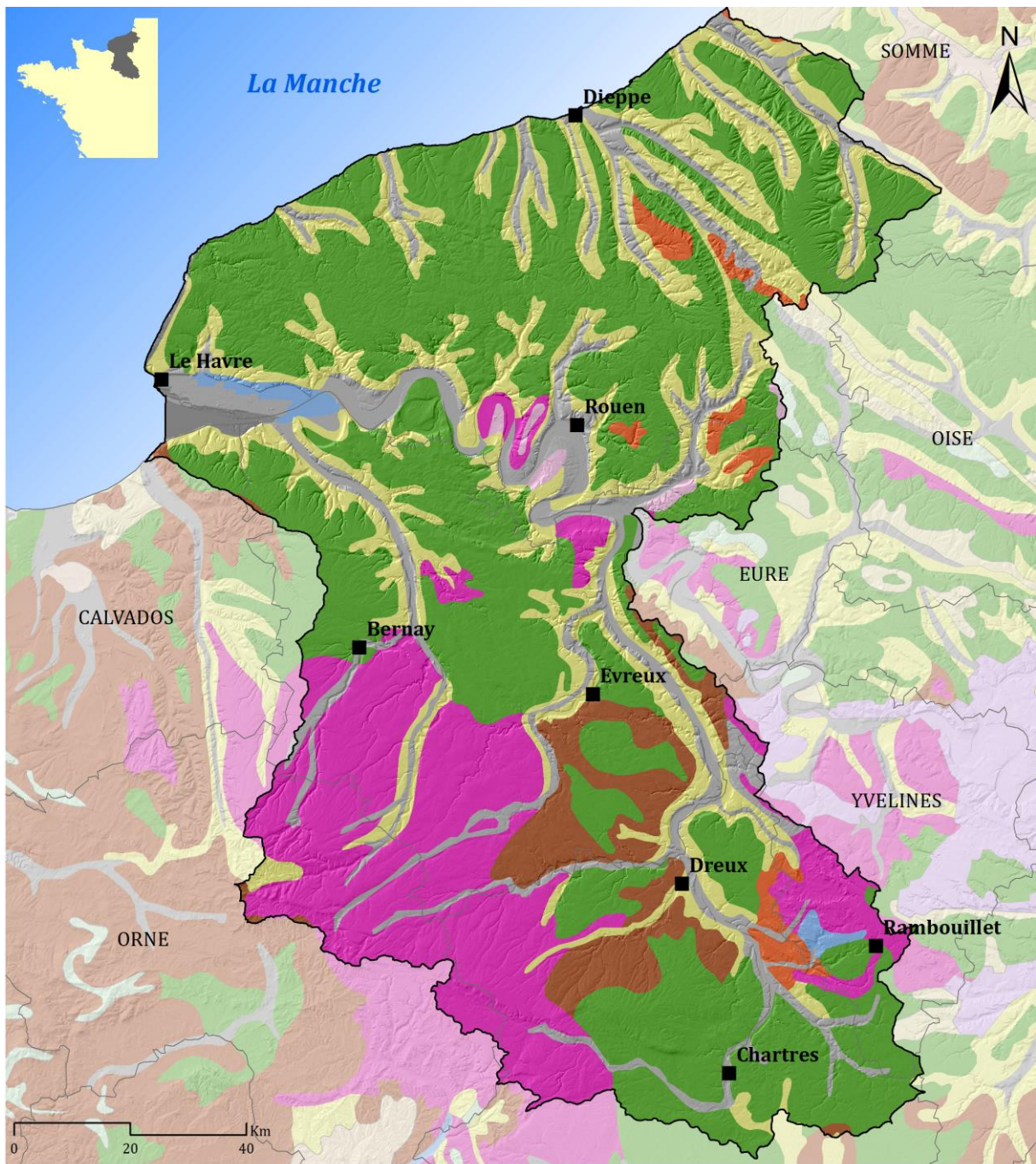
Les alluvions sont divisées en deux ensembles suivant leur âge (Frouin et al., 2009; Sechi et al., 2010) : (1) les alluvions grossières anciennes pléistocènes réparties en plusieurs niveaux de terrasses dans la vallée de la Seine. Les alluvions des basses terrasses sont constituées par des graves argileuses. Les alluvions des hautes terrasses sont essentiellement composées de silex mélangés à des argiles et des sables, et (2), les alluvions modernes holocènes fines et argileuses, plus ou moins baignées par la nappe phréatique superficielle, ou inondées lors des crues hivernales. Ce sont les alluvions les plus fréquemment rencontrées au fond des vallées.

4. Pédologie et occupations des sols

La majeure partie de l'Ouest du Bassin de Paris est occupée par des sols bruns lessivés sur les plateaux, des rendzines sur les pentes des vallées, et des sols sur alluvions en fond de vallée, en lien avec les formations superficielles sous-jacentes et le contexte géomorphologique précédemment évoqué (Figure 8).

Les sols bruns lessivés, également appelés luvisols dans le [Référentiel Pédologique \(2008\)](#), sont installés sur les lœss. Ces sols, épais parfois de plusieurs mètres, sont caractérisés par l'importance des processus d'argilliviation au sein d'un matériau originel unique avec accumulation au sein du solum des particules déplacées. La principale conséquence de ce mécanisme est une différenciation morphologique nette entre les horizons supérieurs et inférieurs. Les horizons supérieurs sont appauvris en fer et en argile, moins colorés, moins structurés, généralement assez perméables. Ces propriétés de sol sont propices au phénomène de battance, c'est-à-dire de dégradation structurale du sol, entraînant une diminution de la capacité d'infiltration et provoquant ainsi ruissellement et érosion (Le Bissonnais et al., 1998; Martin et al., 1997). Les horizons plus profonds sont enrichis en argile et en fer, à structure bien développée, plus colorés, et moins perméables. Cette semi-perméabilité provoque, en période de pluies intenses, des phénomènes d'hydromorphie avec des nappes d'eau perchées temporaires. Les sols bruns lessivés présentent toutefois de très bonnes propriétés agronomiques, et sont reconnus comme les meilleures terres agricoles de France. Dans la mesure où la couverture lœssique représente la majeure partie des formations superficielles, le corollaire est une occupation des sols dominée par une agriculture intensive. Ainsi, les terres arables, au sens de la nomenclature Corine Land Cover, représentent 59% de la superficie du territoire d'étude (Figure 9).

Les rendzines, également appelées rendosols dans le [Référentiel Pédologique](#), correspondent à des solums peu différenciés et peu épais, calcaires ou calciques. Cette faible évolution est liée uniquement à leur position sur des pentes fortes et à leur rajeunissement permanent. En fond de vallée, les sols sur alluvions, ou reductisols, fréquemment gorgés d'eau, sont également peu propices à une agriculture intensive.



Limites cartographiques

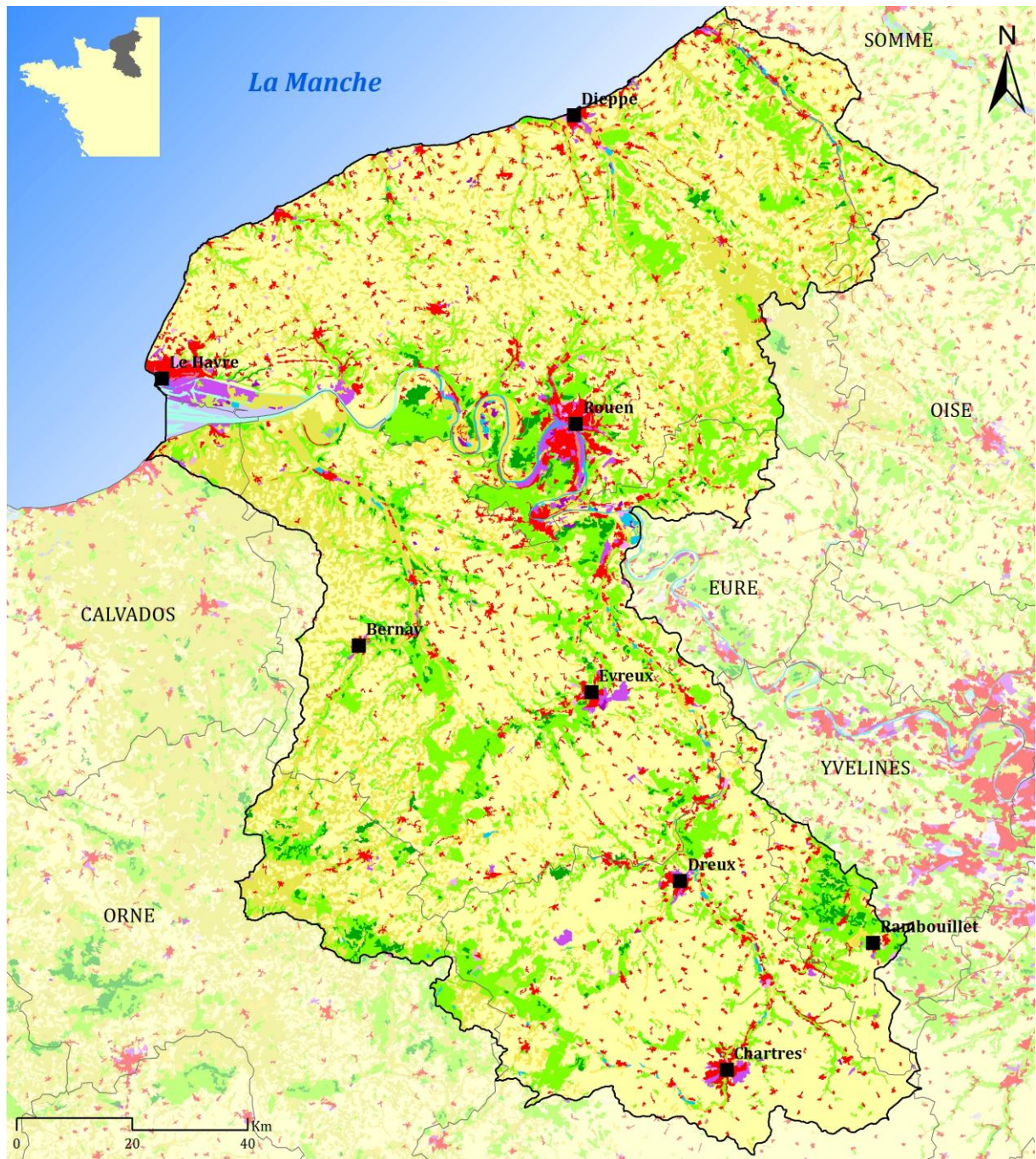
- Villes principales
- Bassin Seine Aval
- Département

Formations pédologiques (selon la nomenclature FAO - UNESCO ; premier niveau 1974, modifié CEC 1985)

- | | |
|----------------|------------|
| ■ Cambisol | ■ Fluvisol |
| ■ Podzoluvisol | ■ Luvisol |
| ■ Rendzine | ■ Podzol |
| ■ Gleysol | ■ Arenosol |

Réalisation : Landemaine Valentin
Données : IGN GEOFLA - INRA

Figure 8 : Carte pédologique au 1/1000000ème de la zone d'étude (Source : INRA).



Limites cartographiques & Positionnement

- Villes principales
- Bassin Seine Aval
- Département

Occupation des sols (CLC 2006)

Territoires artificialisés

- Zones urbanisées
- Zones industrielles ou commerciales
- Mines, décharges et chantiers
- Espaces verts artificialisés, non agricoles

Zones humides

- Marais intérieurs
- Marais maritimes

Territoires agricoles

- Terres arables

- Vergers et petits fruits

- Prairies
- Zones agricoles hétérogènes

Forêts et milieux semi-naturels

- Forêts de feuillus
- Forêts de conifères
- Forêts mélangées
- Milieux à végétation arbustive et/ou herbacée

Surfaces en eau

- Cours d'eau, voie d'eau et plan d'eau
- Estuaires, mers et océans

Réalisation : Landemaine Valentin - Mars 2013
Données : Corine Land Cover 2006 - IGN GEOFLA

Figure 9 : Carte de l'occupation des sols selon la nomenclature Corine Land Cover 2006.

En conséquence, ces sols sont peu exploités, et l'occupation des sols dans les vallées est dominée par des prairies, des forêts et des territoires artificialisés, qui représentent respectivement 15%, 19% et 7% de la superficie de l'Ouest du Bassin de Paris d'après les données Corine Land Cover 2006.

Dans le détail, d'après les données du Recensement Générale Agricole 2010 (Figure 10), les surfaces agricoles utilisées sont largement dominées par des cultures d'hiver (52.1%), avec en tête le blé tendre d'hiver (33%), suivi par le colza d'hiver (10.4%) et l'orge d'hiver (6.5%).

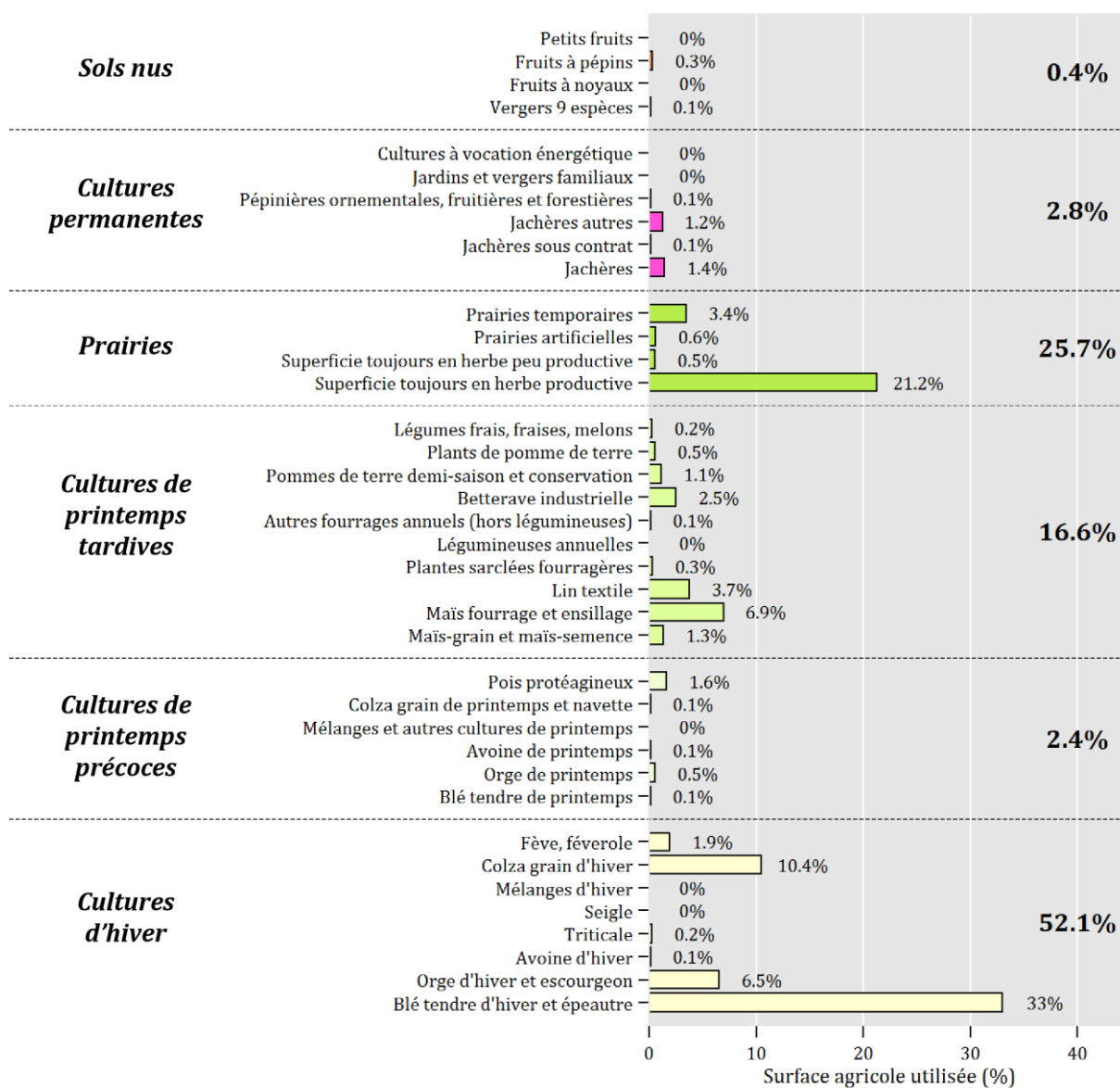


Figure 10 : Pourcentage de la surface agricole utilisée en Seine Maritime par les différentes cultures selon le Recensement Général Agricole de 2010.

Les cultures de printemps tardives représentent 16.6% de la surface agricole utilisée, dominées par le maïs fourrage et ensilage (6.9%) et le lin (3.7%). Les cultures de printemps

précoces sont minoritaires et ne représentent que 2.4% de la surface agricole utilisée. Les prairies représentent actuellement 25.7% de cette surface, soit environ 200 000 ha.

Toutefois, en l'espace de 40 ans, les prairies n'ont cessé d'être grignotées au profit des grandes cultures et de l'urbanisation. Ainsi, la superficie des prairies était deux fois plus élevée en 1970, avec environ 410 000 ha (Souchère et al., 2003b). Cette tendance est largement partagée dans de nombreuses régions agricoles françaises. La conversion d'une agriculture extensive vers une agriculture intensive au cours du 20^{ème} siècle s'est traduite par une profonde mutation des paysages ruraux, avec le remembrement des parcelles agricoles, le retournement des prairies, la destruction des haies et des zones humides, le drainage des fonds de vallées, ou encore la chenalisation des rivières (Landemaine et al., 2014). Les conséquences de ces changements sont aujourd'hui largement décrites dans la littérature scientifique avec des pertes en terres arables, une diminution des rendements agricoles, une dégradation de la qualité des eaux et des habitats aquatiques, un engorgement des rivières, des inondations ou encore des coulées de boue.

En plus de ces modifications du paysage, propices aux transferts de sédiments et de polluants aux masses d'eau, les sols bruns lessivés de l'Ouest du Bassin de Paris sont particulièrement sensibles au phénomène de battance en raison de leur texture limoneuse (Boiffin et al., 1988; Papy F. and Boiffin, 1988). En conséquence, la Haute-Normandie est une des régions les plus sensibles de France à l'érosion des sols (Cartographie Nationale MESALES) (Le Bissonnais et al., 2002) (Figure 11) et aux coulées de boue.

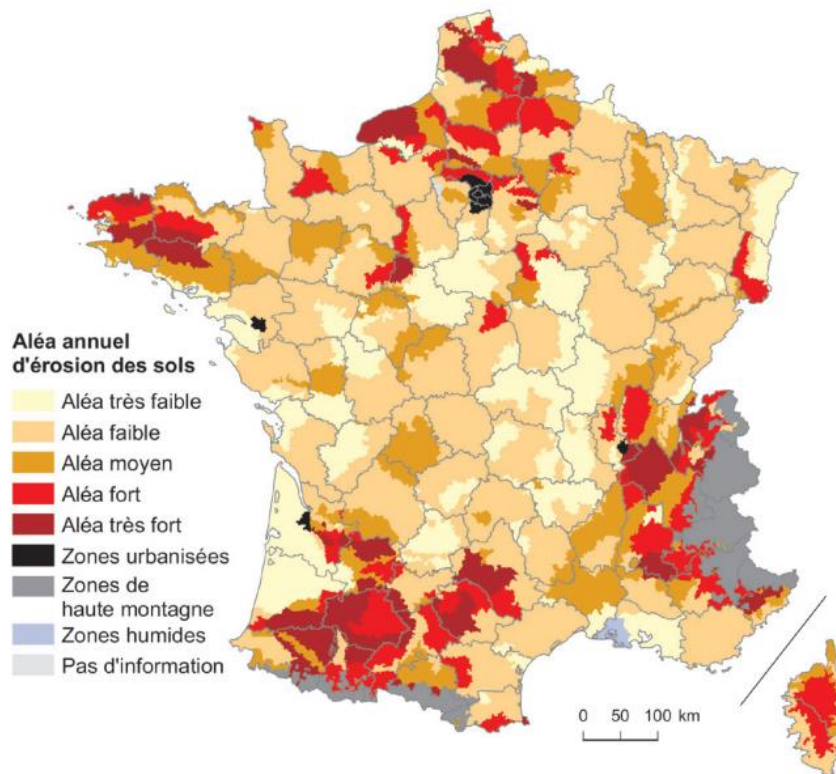


Figure 11 : Aléa annuel d'érosion des sols en France métropolitaine, intégré par petites régions agricoles (Source : Gis Sol-Inra-SOeS, 2011).

5. Hydrogéologie : karstification et aquifère crayeux karstique

Le substratum crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris est affecté par des processus d'altération chimique et/ ou d'érosion mécanique, appelée karstification, créant des vides à la fois en surface et dans l'encaissant (Ford, 2007). Il en résulte une structure géomorphologique particulière, appelé karst de la craie, visible dans la région à travers des pertes et des dolines sur les plateaux, des grottes, des gouffres et des résurgences en fond de vallée. Une distinction est faite verticalement entre un karst d'introduction et un karst de restitution (Rodet et al., 2006) (Figure 12).

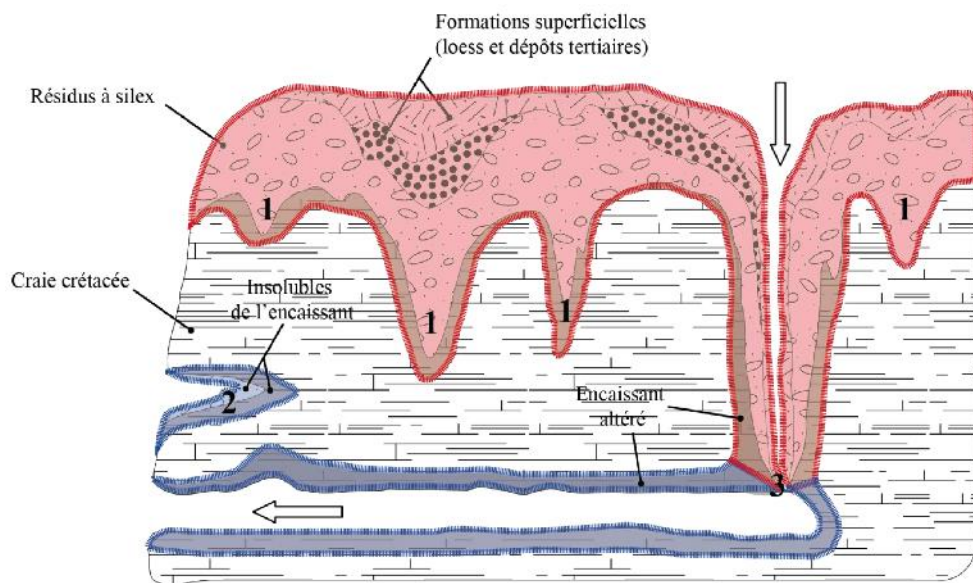


Figure 12 : Schéma du système karstique régional avec (1) le karst d'introduction, (2) le karst de restitution, et (3) le système karstique avec jonction (Chédeville, 2015).

Le karst d'introduction correspond à l'ensemble des formations géologiques favorisant ou participant de manière directe ou indirecte à l'altération d'un encaissant. L'altération du toit de la craie génère des argiles à silex sous forme un manteau d'altération avec des indentations (ou puits/entonnoirs de dissolution) (Costa et al., 2006). La faible perméabilité de ces formations entraîne le piégeage d'un aquifère et favorise le développement vertical du karst d'introduction au niveau des fuites et des bétoires, termes cauchois désignant une zone de communication directe entre la surface et le réseau de karstique sous-jacent. Leurs évolutions sont assurées par différents processus comme l'arrachement par ruissellement, l'effondrement par création de vides, et la solifluxion. La nature des matériaux introduits dépend des formations superficielles sus-jacentes (loess quaternaires, dépôts tertiaires, et produits d'altération de la craie : argiles à silex) et du type d'introduction, avec l'apport possible de matériaux allochtones dans le cas de

bétoires drainant un large bassin versant (Chédeville et al., 2014; Laignel et al., 2004). Le degré d'évolution du karst d'introduction dépend de sa connexion avec le niveau de base où il ne peut atteindre la maturité que par connexion.

Le karst de restitution correspond à un réseau de collecte des eaux de l'encaissant via des conduits, et leur restitution par un exutoire commun (source). Les produits de l'altération de l'encaissant peuvent être évacués via cet exutoire ou stockés dans le réseau de drainage karstique sur des périodes plus ou moins longues suivant les processus de remobilisation (Fournier et al., 2007; Laignel et al., 2004; Massei et al., 2006). Le degré de maturité du karst de restitution reste limité tant que la jonction entre le karst d'introduction et de restitution n'est pas réalisée. Passé cette limite, lorsque la zone de contact entre karst d'introduction et karst de restitution s'établit par trépanation d'un système par le second, le système karstique est dit avec jonction. À ce stade, les matériaux injectés par le karst d'introduction peuvent être directement transférés à l'exutoire du système, notamment durant les périodes de précipitations.

Les processus de fracturation et de karstification donnent au karst de la craie ses propriétés d'aquifère où une porosité matricielle, une porosité de fracture, et une porosité de conduits sont distinguées (Duran, 2015). L'aquifère de la craie est une nappe à surface libre et la surface piézométrique de la nappe épouse relativement bien la forme du relief (Figure 13). Les axes de drainage sont ainsi identiques à ceux de la surface avec un axe de drainage vers la Manche et un axe de drainage vers la Seine. Les volumes d'eau stockés dans cet aquifère sont considérables et exploités sur l'ensemble de la région pour l'alimentation en eau potable et pour diverses activités économiques.

La morphologie des systèmes karstiques est également responsable d'une forte vulnérabilité des captages d'eau potable. La présence de bétoires sur le chemin d'écoulement des eaux est propice à l'interception du ruissellement venant des terres cultivées durant les épisodes de pluies intenses. Les conduits karstiques assurent alors un transfert direct de sédiments et de produits phytosanitaires vers les sources captées, rendant l'eau potable régulièrement impropre à la consommation (ARS, 2013).

L'inventaire des bétoires réalisées par le BRGM montre que plus de 11 000 bétoires sont actuellement dénombrées sur le territoire d'étude avec une répartition spatiale très hétérogène (Figure 14). Leur genèse dans le paysage reste très mal connue en raison de la complexité des processus de karstification.

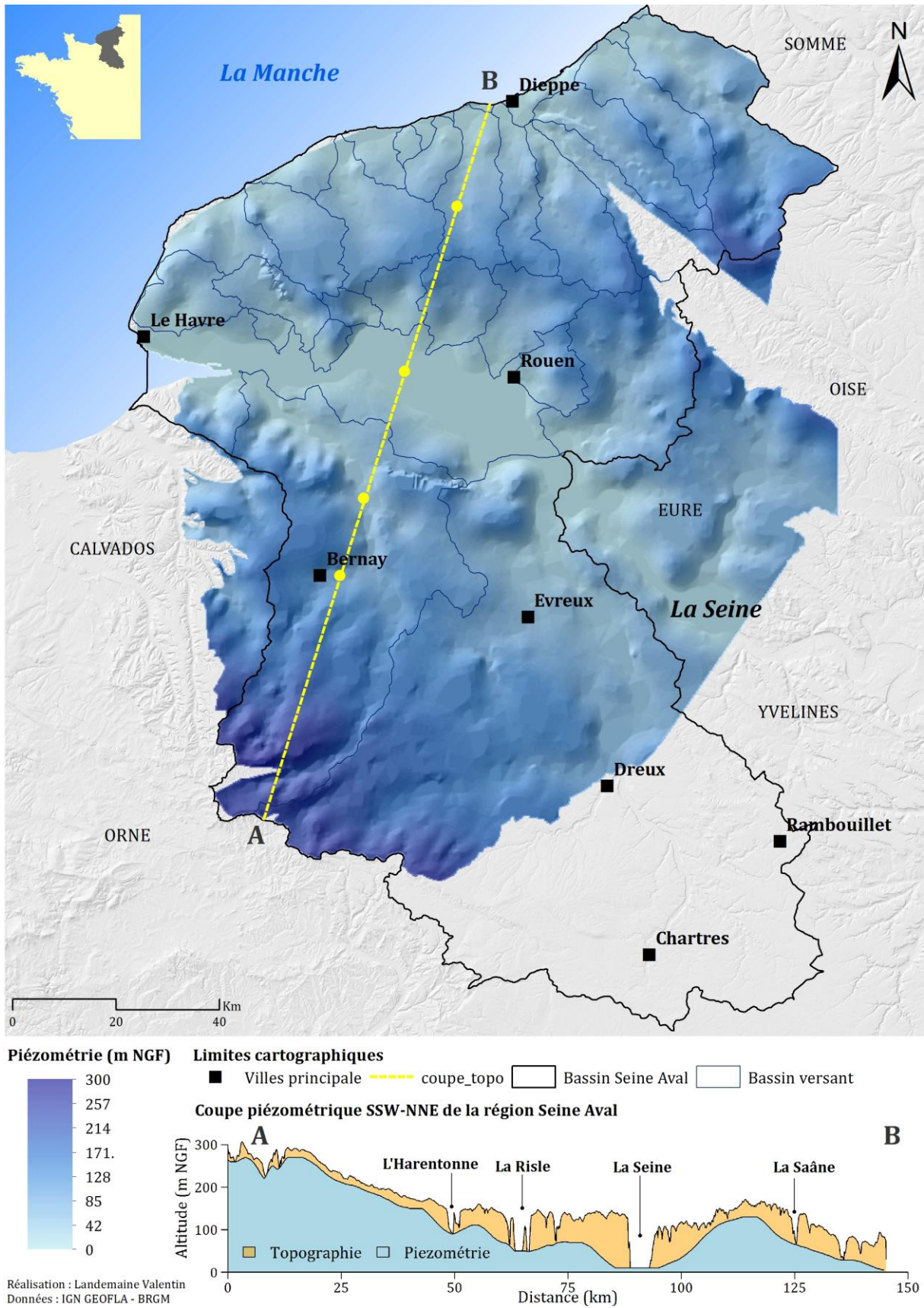


Figure 13 : Carte piézométrique du territoire d'étude et coupe piézométrique superposée à la coupe topographique Sud-Sud-Ouest / Nord-Nord-Ouest.

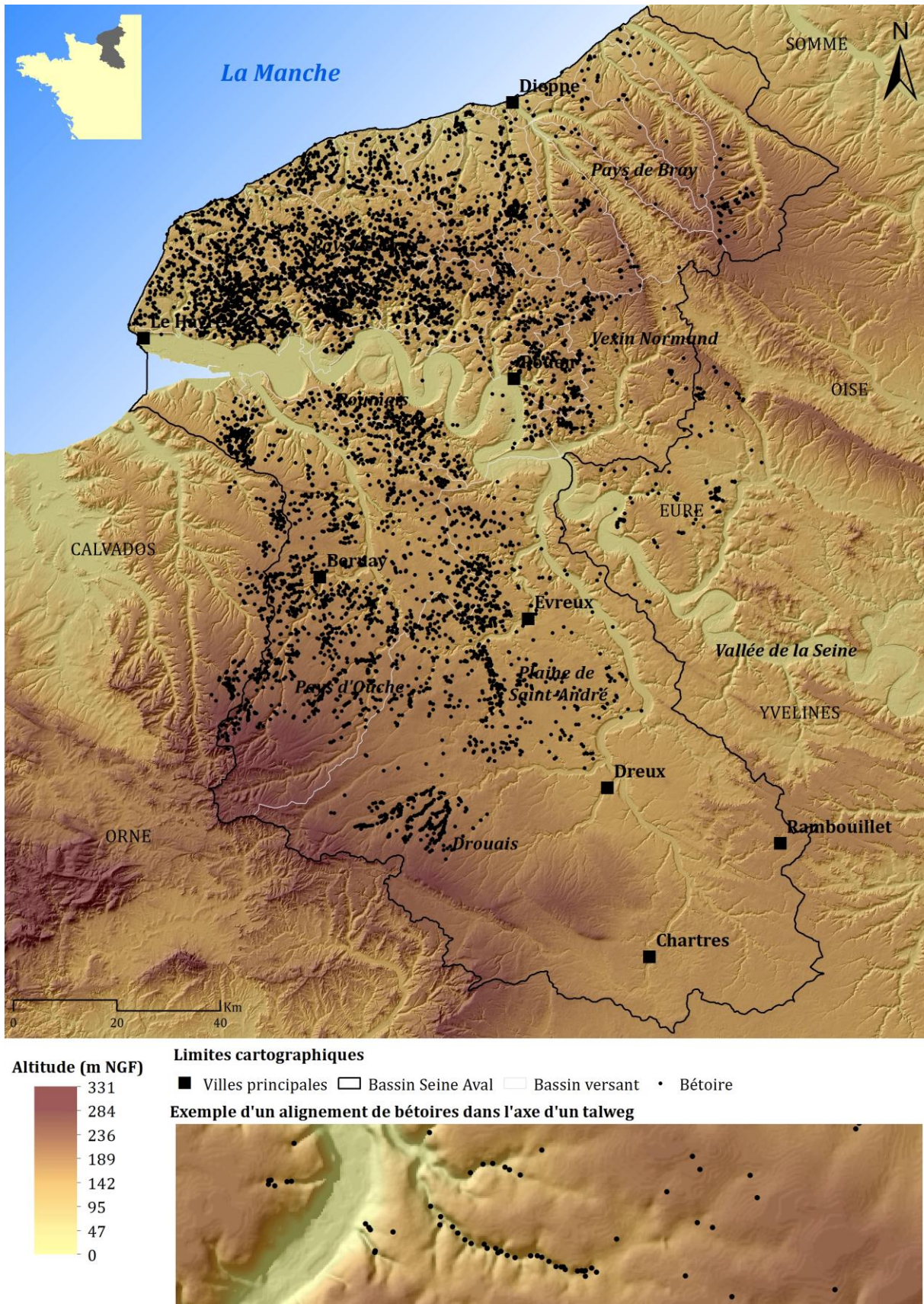


Figure 14 : Carte de répartition des bétoires inventoriées par le BRGM.

La densité de bétoires suivant les différentes formes du paysage, précédemment étudiées, permet d'identifier quelques traits de positionnement (Figure 15). Cette analyse montre une densité de bétoires bien plus élevée pour les formes concaves du paysage, incluant 1.4 bétoires par km² pour les pentes concaves (« hollow »), 2.6 pour les piémonts de vallée (« footslope »), 4.1 pour les vallées (« valley ») et 7.1 pour les dépressions (« pit »). Pour les autres formes du paysage, plate ou convexe, la densité de bétoire est bien moindre et se situe entre 0.3 et 0.7. Ce positionnement préférentiel pour les formes concaves se traduit dans le paysage par des alignements de bétoires dans les axes de talweg et par des bétoires dans les dépressions (Figure 14). La concavité est propice à l'accumulation et/ou la circulation des eaux qui jouent un véritable rôle de catalyseur dans la genèse des bétoires (El Janyani, 2013). Pour les autres formes, la position des bétoires est nettement plus complexe et dépend potentiellement de nombreux facteurs (épaisseur du manteau d'altération, intensité des processus de karstification, fracturation du substratum crayeux, etc.).

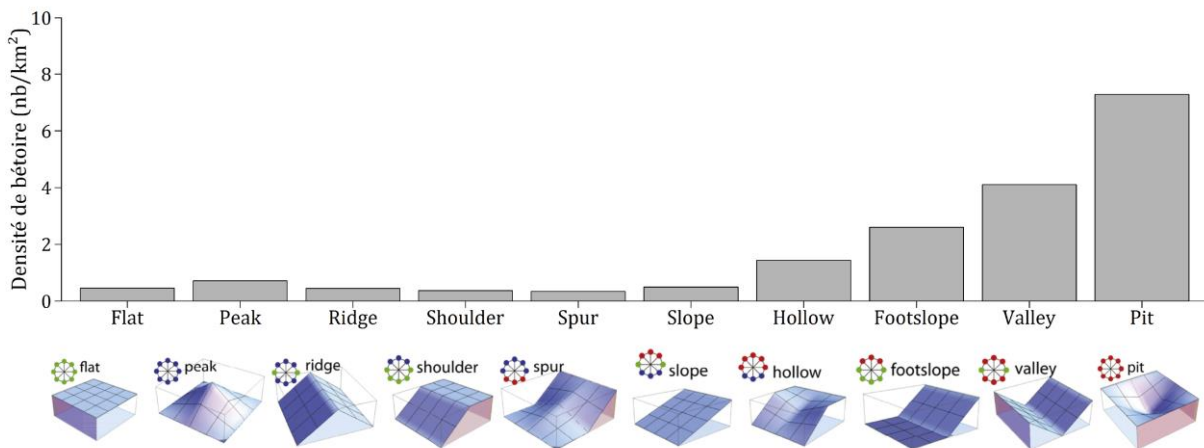


Figure 15 : Densité de bétoire par type de forme du paysage sur l'ensemble du territoire d'étude.

6. Climat

Le climat est de type tempéré océanique avec une température moyenne annuelle proche de 13°C. L'analyse des données Météo-France SAFRAN (pluie journalière distribuée sur des mailles de 8 km) sur la période 1998-2010 montre que les précipitations moyennes annuelles sur la région d'étude sont de 804 mm avec un coefficient de variation de 20% (Figure 16). La répartition spatiale des pluies est hétérogène entre le Nord et le Sud de la région d'étude, avec près de 1110 mm dans le centre du Pays de Caux et 550 mm dans le Sud de l'Eure.

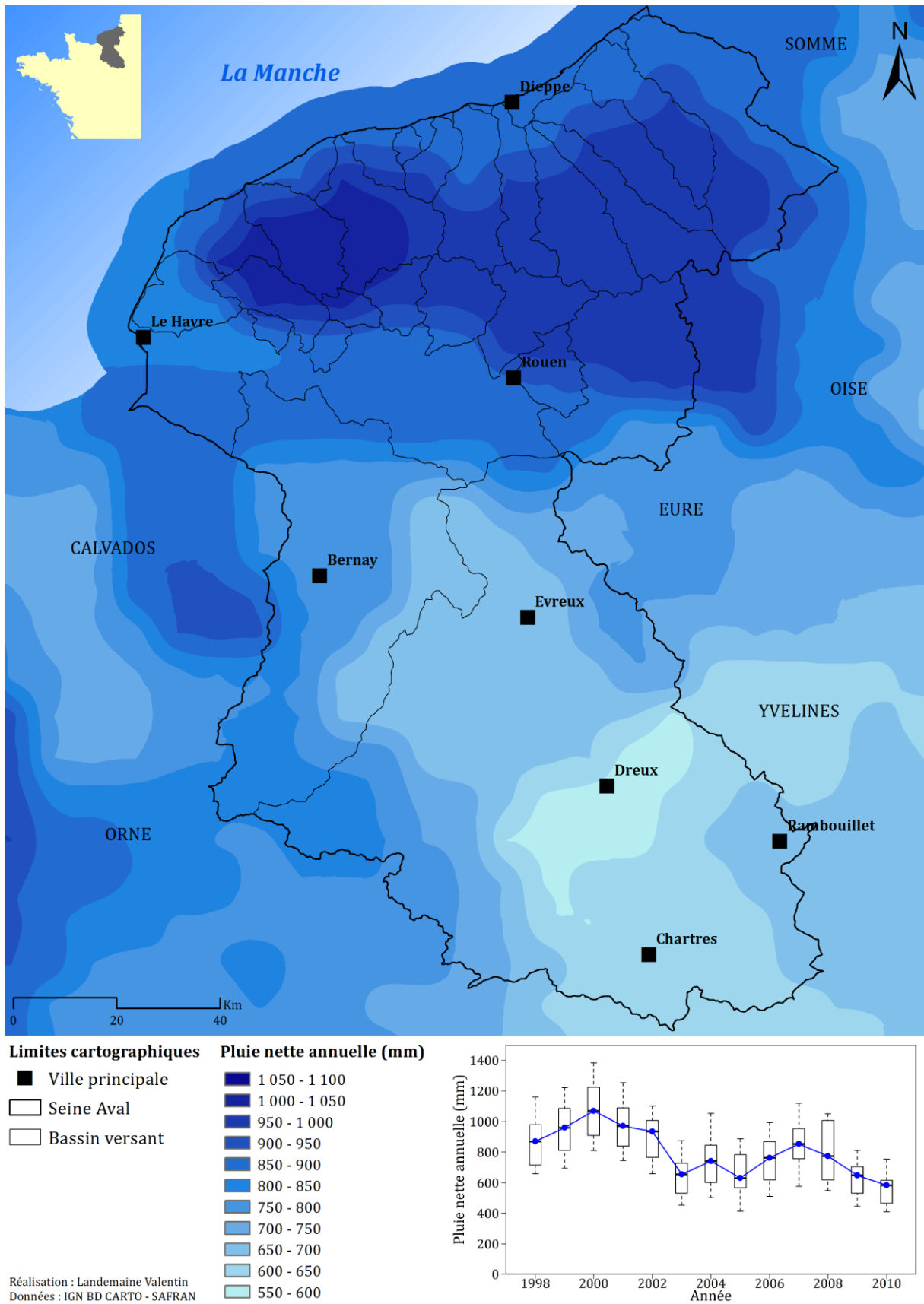


Figure 16 : Carte des précipitations moyennes annuelles calculées entre 1998 et 2010 et variabilité pluriannuelle.

Chapitre 2 : Quantification des flux sédimentaires des rivières de l'Ouest du Bassin de Paris : essai, critiques et préconisations

Table des matières

1. Introduction	40
2. Matériels et méthodes.....	43
2.1. Présentation et assemblage des données de débits et de concentrations en MES..	43
2.2. Inter-comparaison des concentrations en MES à basse et haute fréquence.....	52
2.3. Méthodes de quantification des flux sédimentaires	55
3. Résultats et discussion.....	60
3.1. Station hydrologique et sédimentaire retenue par bassin versant	60
3.2. Représentativité hydrologique des concentrations en MES à basse fréquence	67
3.3. Décalage entre les concentrations en MES à basse fréquence et à haute fréquence.....	69
3.4. Conséquences sur l'estimation des flux sédimentaires	75
4. Conclusion.....	77

Résumé

Dans de nombreuses régions du monde, la réalisation de bilans des exports sédimentaires des rivières est souvent rendue difficile en raison de la faible disponibilité des données. De tels bilans nécessitent, dans l'idéal, des mesures de débit et de concentration en matières en suspension (MES) à une fréquence d'acquisition suffisamment fine pour intégrer la variabilité temporelle de ces paramètres et sur une durée suffisamment longue afin de tirer des chiffres représentatifs d'une longue période de temps. En France, le suivi des débits des rivières est largement répandu sur le territoire. Les débits sont généralement mesurés à pas de temps journalier et sur des périodes pluri-décennales. Le suivi des concentrations en MES constitue le facteur limitant dans le calcul des flux sédimentaires. En effet, même si les périodes d'enregistrement dépassent dans la plupart des cas la décennie, la fréquence d'acquisition mensuelle est insuffisante pour quantifier précisément les flux sédimentaires. Le coût d'acquisition de ces mesures est particulièrement élevé et le suivi à haute fréquence d'acquisition est le plus souvent acceptable sur quelques années, seulement dans le cadre de programme de recherche. Ce contexte est celui de l'Ouest du Bassin de Paris où différentes bases de données de débit et de concentration en MES sont disponibles.

L'objectif de chapitre était de suivre le cadre méthodologique proposé par la littérature scientifique en vue d'une quantification des flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux : inventaire et assemblage des mesures hydrologiques et sédimentaires disponibles, inter-comparaison des mesures, évaluation des performances de différentes méthodes d'estimation des flux sédimentaires et sélection de la méthode la plus adaptée. De ce travail, il ressort que des précautions sont à prendre lorsque des bases de données non-homogènes sont combinées. L'inter-comparaison date-à-date des concentrations en MES mesurées à haute fréquence par turbidité et des concentrations en MES mesurées par prélèvement direct révèle un décalage entre les deux types de mesure malgré avoir pris en considération les incertitudes affectant chaque type de mesure. L'ajout de ce décalage cumulé à un échantillonnage inadéquat des concentrations en MES se traduit par de très mauvaises performances de prédiction pour l'ensemble des 12 méthodes d'interpolation et d'extrapolation testées.

1. Introduction

La quantification du flux de sédiment d'une rivière est basée sur des mesures de débit (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et de concentration en matières en suspension (MES) (en $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$), à une fréquence d'acquisition suffisamment fine pour intégrer la variabilité temporelle de ces paramètres (VanSickle and Beschta, 1983). Typiquement, le débit est généralement mesuré en continu à l'aide d'une sonde de hauteur d'eau et d'une relation de tarage hauteur-débit établi *in-situ* à partir de jaugeages réalisés pour différentes conditions hydrologiques. À l'inverse, les concentrations en MES sont généralement suivies à un pas de temps mensuel voire bimensuel, dit basse fréquence, selon un échantillonnage régulier ou calendaire indépendant de la variabilité des débits, par un prélèvement d'eau manuel ou automatique (Moatar and Meybeck, 2005; Phillips et al., 1999). L'eau brute est alors filtrée, puis le filtrat est pesé, donnant *in-fine* la concentration en MES.

Avec les progrès technologiques de ces dernières décennies, il est dorénavant possible de suivre en continu les concentrations en MES de manière indirecte, par la mesure de la turbidité (Gippel, 1995). La conversion de la turbidité en concentration en MES est assurée par une relation de calibration établie *in-situ* à l'aide de prélèvements manuels ou automatiques d'eau brute pour différentes conditions hydrologiques. Mais en raison d'un coût d'acquisition particulièrement élevé (installation, calibration, maintenance), ce type de suivi reste très ponctuel, acceptable le plus souvent seulement dans le cadre de programmes de recherche, et empêche un déploiement à large échelle.

Ainsi, en Europe, le suivi des concentrations en MES, réalisé par les organismes chargés de la surveillance de la qualité des eaux, est le plus souvent réalisé à basse fréquence, et se focalise principalement sur les grands systèmes fluviaux (Vanmaercke et al., 2011). Ce contexte est également celui de l'Ouest du Bassin de Paris où le suivi des concentrations en MES des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières du Pays de Caux correspond à un échantillonnage calendaire basse fréquence.

Malgré tout, face à la nécessité de chiffrer les exports de sédiment des hydrosystèmes, la communauté scientifique s'efforce depuis plusieurs décennies à développer des méthodes pour reconstruire la variabilité temporelle des concentrations en MES à partir de mesures peu fréquentes en vue d'estimer précisément des flux sédimentaires et de minimiser leurs incertitudes. De nombreuses études comparent ainsi les performances des méthodes proposées (Cohn, 1995; Littlewood, 1995; Moatar and Meybeck, 2005; Phillips et al., 1999; Preston et al., 1989; Quilbé et al., 2006; Worrall et al., 2013; Zamyadi et al., 2007).

Cette démarche comparative consiste dans un premier temps à mesurer à haute fréquence les concentrations en MES et les débits, sur quelques années afin de quantifier précisément le flux sédimentaire, appelé flux sédimentaire « réel ». Dans un second temps, cette chronique est

dégradée à plus faible résolution temporelle pour simuler des mesures de concentration en MES peu fréquentes. La variabilité temporelle des concentrations en MES est ensuite reconstruite selon ces différentes méthodes. Les concentrations en MES prédites sont ensuite multipliées par les débits afin d'estimer un flux sédimentaire. Le flux sédimentaire estimé est comparé au flux sédimentaire réel par la mesure du biais. Ce procédé est généralement répété un grand nombre de fois selon des méthodes de Monte-Carlo en vue de donner un biais médian ainsi qu'une imprécision, indicateur de la dispersion de l'ensemble des biais calculés. Ces indicateurs statistiques permettent d'évaluer les performances de chacune des méthodes testées. La méthode optimale correspond au meilleur compromis entre un biais médian proche de 0 et une faible incertitude.

Parmi les méthodes les plus utilisées, nous citerons d'une part les méthodes d'interpolation, basées sur des valeurs moyennes de concentration en MES et de débit, et d'autre part les méthodes d'extrapolation, basées sur une relation empirique établie entre les couples de débit et de concentration en MES disponibles (Phillips et al., 1999). La courbe de tarage sédimentaire, loi puissance reliant le débit et la concentration en MES, est la méthode d'extrapolation la plus connue et la plus utilisée de par sa simplicité. Cependant, une très forte dispersion est généralement constatée entre les débits et les concentrations en MES, où pour une même valeur de débit, plusieurs valeurs de concentrations en MES sont observées. Cette dispersion s'explique par un temps de parcours de l'eau et des sédiments différent au sein du bassin versant et par une variabilité spatiale et temporelle de l'érodibilité des zones de production sédimentaire et des stocks de sédiment potentiellement remobilisables (Walling and Webb, 1988). Les pics de débit et de concentration en MES peuvent être alors synchrones ou asynchrones, donnant des hystérésis horaires, anti-horaires, ou complexes sur le graphique Q-MES (Aich et al., 2014; Williams, 1989).

Du fait de cette complexité de la relation entre le débit et la concentration en MES, de larges sous et surestimations des flux sédimentaires sont généralement observées lors de l'application de la courbe de tarage sédimentaire (Asselman, 2000). De nombreuses améliorations de cette méthode ont été proposées au cours des dernières décennies. Des facteurs de corrections ont été développés lorsque les coefficients de la courbe de tarage sédimentaire sont obtenus via une transformation log-log (Cohn et al., 1989; Ferguson, 1986; Koch and Smillie, 1986). Différentes courbes de tarage peuvent être établies en subdivisant les couples débit-concentration en MES selon les saisons, la montée ou la descente de crue (Asselman, 2000; Delmas et al., 2011; Walling, 1977a), ou encore selon le débit médian (Raymond et al., 2013). Des méthodes plus abouties considèrent le stock sédimentaire par l'ajout d'une fonction à la courbe de tarage sédimentaire (Delmas et al., 2011; Doomen et al., 2008; Picouet et al., 2001; VanSickle and Beschta, 1983).

D'autres approches ont également été développées pour prendre en compte les processus responsables des effets d'hystérésis (Eder et al., 2010; Morehead et al., 2003).

Par ailleurs, de nombreux auteurs s'accordent à dire que la représentativité hydrologique de l'échantillonnage des concentrations en MES conditionne grandement les performances des méthodes d'estimation des flux sédimentaires (Dolan et al., 1981; Horowitz et al., 2014; Kronvang and Bruhn, 1996). L'échantillonnage calendaire ou régulier est ainsi régulièrement mis en cause et des stratégies d'échantillonnage fonction de la variabilité des débits sont ainsi préconisées. (Dickinson, 1981; Richards and Holloway, 1987; Skarbøvik et al., 2012; Thomas and Lewis, 1993).

Dans le contexte de l'Ouest du Bassin de Paris, des mesures à haute fréquence (intervalle d'acquisition de 30 min) de débit et de concentration en MES ont été acquises pendant une à deux années, sur quatre rivières hauts-normandes dans le cadre de précédents programmes de recherche, Seine Aval 3 et 4, et Interreg Beach at Risk, du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (UMR CNRS 6143 M2C). En première approche, nos choix se sont donc portés logiquement sur l'évaluation des principales méthodes d'interpolation et d'extrapolation en vue de sélectionner la méthode la plus adaptée pour quantifier les flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux. Par ailleurs, ces méthodes sont généralement appliquées sur de grands bassins (> 1000 km²) et rarement appliquées sur de petits bassins versants (100-1000 km²), composant dans notre cas, l'essentiel de l'Ouest du Bassin de Paris. À ce titre, la validité des principales méthodes développées nécessite donc d'être approfondie.

Un prérequis est toutefois nécessaire à l'évaluation de ces méthodes. Les concentrations en MES à haute fréquence obtenues sur les quelques rivières de l'Ouest du Bassin de Paris sont le produit de la conversion de chroniques à haute fréquence de turbidité par une relation de tarage turbidité – concentration en MES. Or, les concentrations en MES à basse fréquence des réseaux patrimoniaux, sur lesquels sont appliquées les méthodes, sont obtenues via un prélèvement manuel d'eau brute puis une filtration – pesée en laboratoire. Dans ce contexte, la compatibilité des concentrations en MES, obtenues selon deux techniques différentes, doit être vérifiée avant un quelconque calcul de flux sédimentaire, car des écarts peuvent être observés (Horowitz, 2008; Navratil et al., 2011).

Dans ce contexte, l'objectif de ce chapitre est de suivre le cadre méthodologique proposé par la littérature scientifique en vue d'une quantification des flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux. Dans un premier temps, les différentes bases de données hydrologiques et sédimentaires disponibles sur le territoire d'étude sont présentées et assemblées. Dans un second temps, la représentativité hydrologique des concentrations en MES à basse fréquence est observée et discutée. Dans un troisième temps, une comparaison date-à-date des concentrations en MES à basse et haute

fréquence, obtenues suivant deux protocoles différents, est réalisée. Enfin, les principales méthodes de quantification des flux sédimentaires proposées par la littérature sont évaluées ainsi que les conséquences sur les flux d'un possible décalage entre les concentrations en MES à basse et haute fréquence. Dans ce travail, la période d'intérêt choisie est 1990-2012, soit deux décennies, afin de couvrir une grande variété de régimes hydrologiques et sédimentaires, et de donner des chiffres et des bilans reflétant la dynamique moyenne des transferts sédimentaires des bassins versants haut-normands (Gay et al., 2014).

2. Matériels et méthodes

2.1. Présentation et assemblage des données de débits et de concentrations en MES

2.1.1. Mesures à basse fréquence

Les concentrations en MES mensuelles

À l'échelle nationale, les concentrations en MES des rivières sont suivies et collectées depuis 1971 dans le cadre du Réseau National de Bassin (RNB). Le RNB est cofinancé par les Agences de l'Eau, les services du Ministère de l'Ecologie et ses établissements publics, ainsi que par ceux des ministères de la Santé et de l'Equipement (SNS). Sur le bassin Seine-Normandie, les données sont téléchargeables gratuitement sur le site de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie (www.eau-seine-normandie.fr). De nombreux paramètres physico-chimiques sont mesurés dont les concentrations en MES à une fréquence très faible, mensuelle voire bimensuelle suivant les stations. Par ailleurs, ce suivi peut être discontinu, avec des années sans mesures. Sur le département de la Seine-Maritime et de l'Eure, environ 300 stations sont ainsi dénombrées (

Figure 17).

Les matières en suspension désignent conventionnellement toutes matières transportées par le fluide environnant, assez turbulent pour contrebalancer leur décantation (Parsons et al., 2015). La concentration en MES est exprimée en milligramme par litre d'eau brute et peut être déterminée selon deux méthodes, l'une directe, l'autre indirecte. La méthode utilisée par le RNB est directe et consiste en un prélèvement manuel d'un volume d'eau, sur la partie supérieure de la colonne d'eau et dans la veine d'eau principale du cours d'eau. Ce volume d'eau est ensuite filtré selon la norme AFNOR NF T 90-105-2 avec un filtre en fibre de verre à 0.45 μm . La concentration en MES est ensuite déterminée connaissant la masse du filtre avant et après filtrage, ainsi que le volume d'eau filtré.

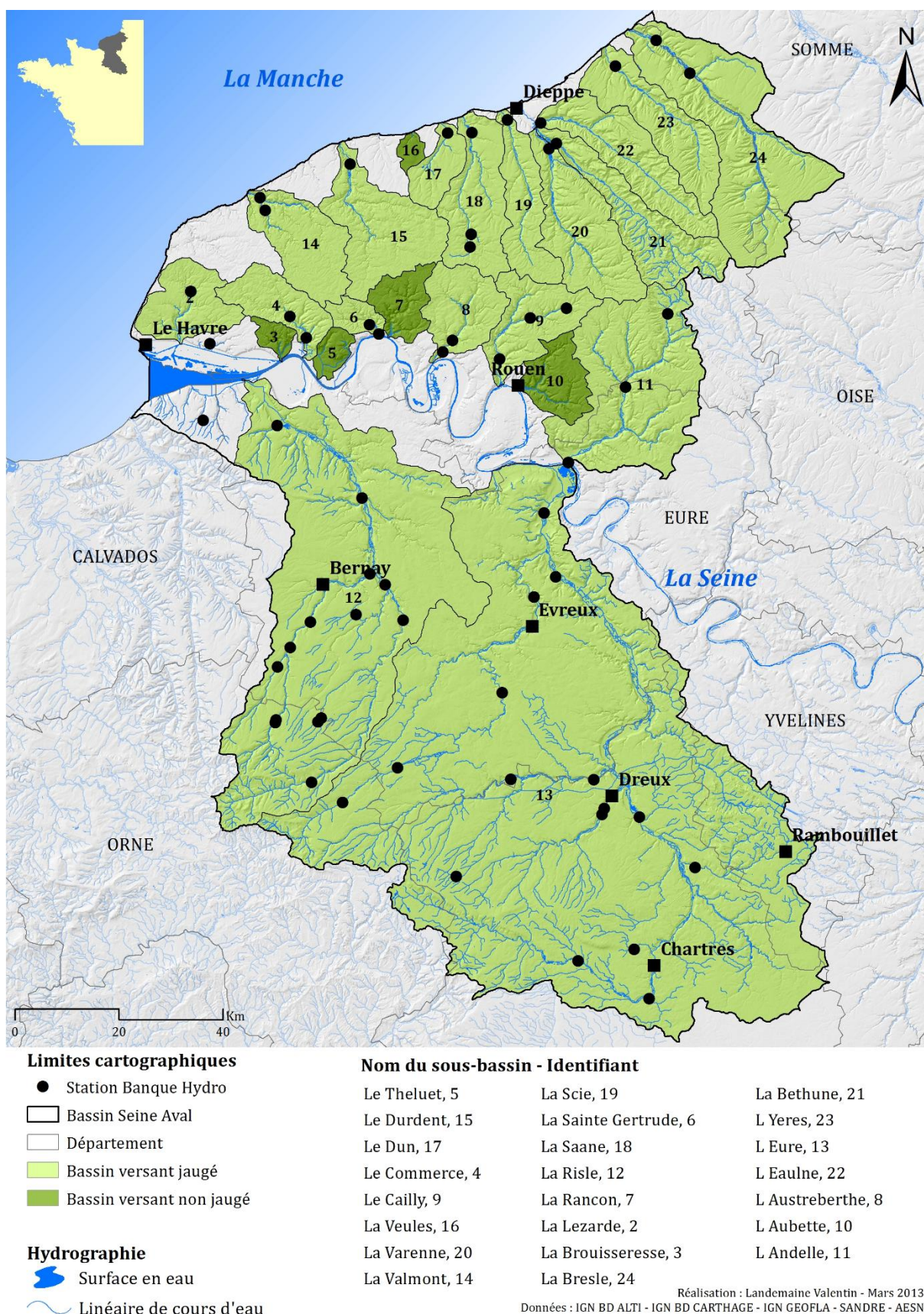


Figure 17 : Carte de localisation des stations du Réseau National de Bassin, mesurant les concentrations en MES avec un pas temps mensuel, implantées sur les rivières de la zone d'étude.

Les débits journaliers

Les débits liquides des rivières sont suivis sur environ 3200 stations réparties sur l'ensemble du territoire français. Le suivi est assuré par les services de l'État (DREAL, DDT), les services de prévisions des crues, les Agences de l'eau, les organismes de recherches, ou encore les compagnies d'aménagement. Ces producteurs de données veillent à la maintenance des stations, au recueil et à la vérification des données. Ces mesures sont bancarisées dans la Banque Hydro (www.hydro.eaufrance.fr), plateforme administrée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations. Depuis cette plateforme et suivant les accès, de nombreuses informations peuvent être extraites par station hydrologique dont les débits instantanés, journaliers, mensuels ou encore des fiches synthétiques résumant les principales caractéristiques hydrologiques d'une station donnée (localisation précise, qualité des mesures, historique, données disponibles, débits caractéristiques, etc.). Sur le territoire d'étude, environ 60 stations sont déployées (Figure 18). Le débit liquide d'une rivière, exprimé en mètre cube par seconde, est obtenu par une mesure indirecte de hauteur d'eau. Des jaugeages liquides sont réalisés régulièrement pour l'ensemble des conditions hydrologiques et une relation de tarage établi *in-situ* permet la conversion de la hauteur d'eau en débit.



Figure 18 : Carte de localisation des stations hydrologiques Banque Hydro implantées sur les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris, mesurant le débit à pas de temps journalier.

2.1.2. Mesures à haute fréquence

Dans le cadre de précédents programmes de recherches, Seine Aval 3 et 4, et Interreg Beach at Risk, du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (UMR 6143 M2C), des mesures à haute fréquence (intervalle d'acquisition de 30 min) de débit et de concentration en MES ont été acquises pendant une à deux années, sur quatre rivières de l'Ouest du Bassin de Paris : l'Austrebrthe, l'Yères, le Dun et l'Andelle. Pour chacune des rivières, une station a été implantée au plus proche de l'exutoire de leur bassin versant (Figure 19). Sur l'Andelle, la station située à l'exutoire a été complétée par deux autres stations localisées au centre et à l'amont du bassin versant. Les mesures de débits à 30 min ont été obtenues auprès des stations hydrologiques des services de l'État selon la même méthode décrite précédemment. Les concentrations en MES ont été enregistrés par une mesure indirecte de la turbidité, via l'implantation d'une sonde multi-paramètres (Ph, température, conductivité et turbidité) au droit des stations hydrologiques couplée à un préleveur automatique. Les chroniques à haute fréquence de débits et de concentrations en MES de ces 6 rivières sont présentées sur la Figure 20.

D'après la norme AFNOR NF EN ISO 7027, la turbidité se définit comme la réduction de transparence d'un liquide due à la présence de matières non dissoutes. Elle correspond à la propriété de l'échantillon à diffuser et absorber la lumière incidente, contrairement à l'eau pure qui la transmet intégralement (Pelletier, 2013). La turbidité est mesurée par un turbidimètre, implanté dans la partie supérieure de la colonne d'eau, au mieux dans la veine d'eau principale. La rapidité de la mesure optique permet ainsi une fréquence d'acquisition particulièrement élevée, pouvant descendre jusqu'à la minute, rendant possible un suivi quasi continu de la turbidité. Dans cette étude, les mesures ont été acquises avec une fréquence à 30 min, bon compromis pour intégrer la variabilité temporelle de la turbidité des rivières étudiées (Laignel et al., 2008, 2006) et allonger l'autonomie des appareils.

La conversion de la turbidité en concentration en MES est assurée par une relation de calibration établit au préalable. Cette étape de calibration consiste à mesurer *in-situ* la turbidité et la concentration en MES à l'aide d'un préleveur automatique pour différentes conditions hydrologiques et saisonnières afin de couvrir une vaste gamme de concentrations et de compositions des matières en suspension. Une relation empirique, généralement linéaire, entre la turbidité et la concentration est ensuite établie permettant *in-fine* la conversion. La relation turbidité-concentration en MES de chaque station est présentée sur la Figure 21.



Figure 19 : Carte de localisation des stations implantées sur quatre rivières de l'Ouest du Bassin de Paris, mesurant le débit et la concentration en MES à haute fréquence.

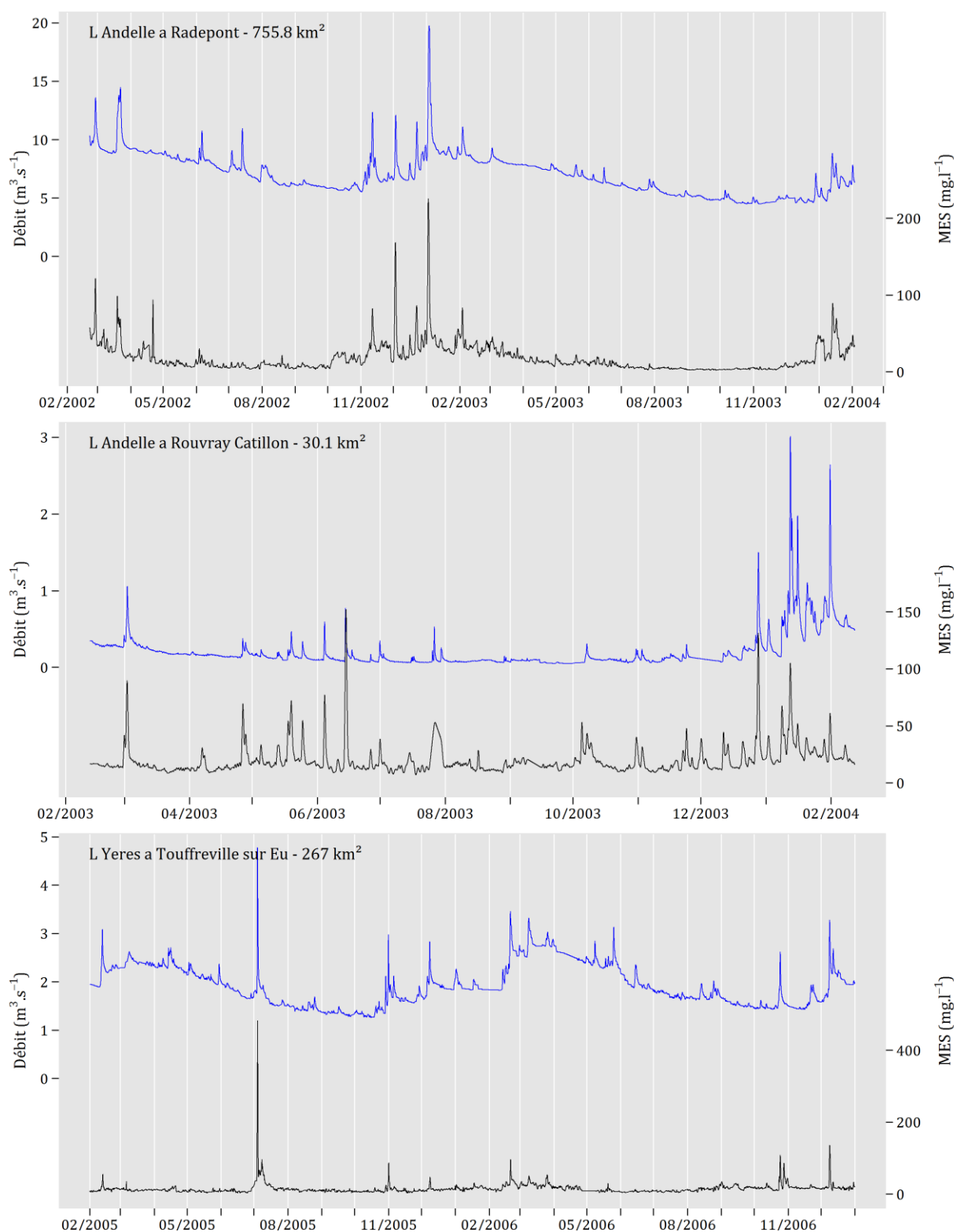


Figure 20 : Chroniques à haute fréquence de débit et de concentration en MES disponibles pour la station de l'Andelle à Radepont, l'Andelle à Rouvray-Catillon, l'Yères à Touffreville-sur-Eu, le Dun au Bourg-Dun, l'Andelle à Vascoeuil et l'Austreberthe à Duclair.

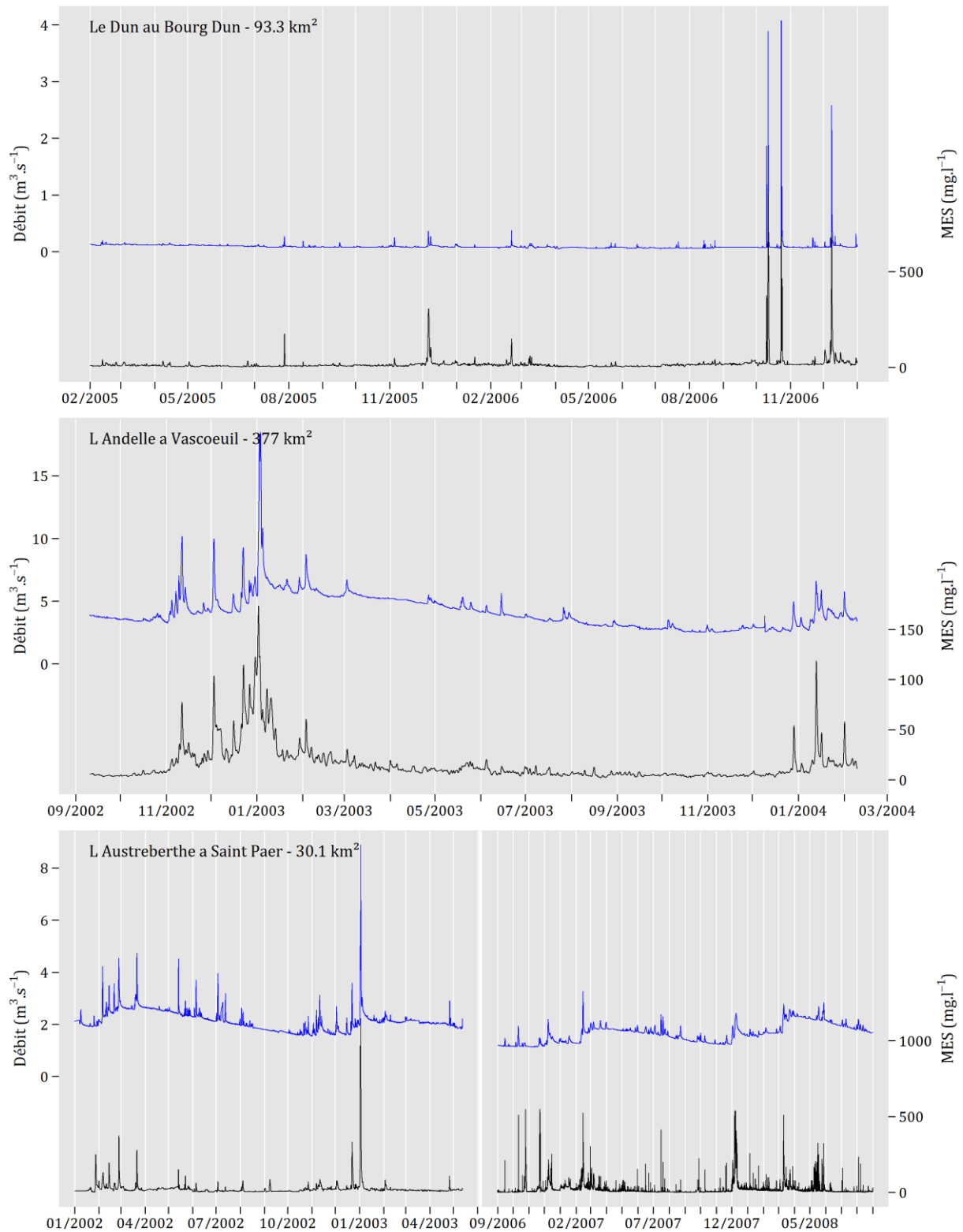


Figure 20 : suite

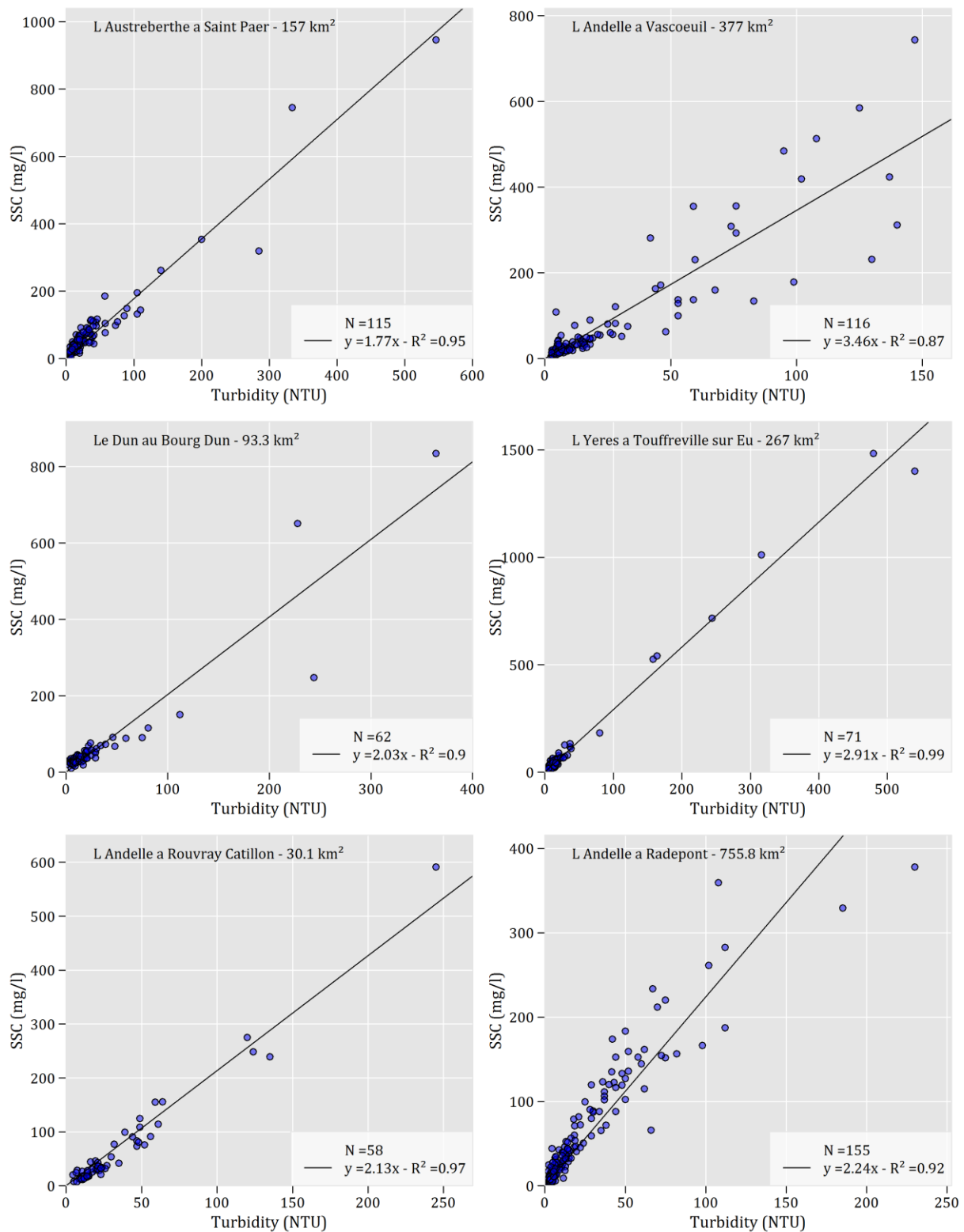


Figure 21 : Relation de calibration entre la turbidité et la concentration en MES pour chaque station de mesures à haute fréquence.

2.1.3. Assemblage des mesures de débit et de concentration en MES à basse fréquence et/ou haute fréquence

L'objectif est de combiner l'ensemble des données de débit et de concentration en MES présentées afin de disposer de stations avec des mesures basse à fréquence et/ou haute fréquence. Pour se faire, la position des stations hydrologiques et sédimentaires est observée sur le réseau hydrographique (BD Carthage) sur un Système d'Information Géographique (SIG). La BD Carthage est une base de données géographique qui représente l'ensemble des cours d'eau français sous la forme d'une succession de tronçons linéaires. L'association de deux stations est opérée lorsque les stations sont situées sur un même tronçon hydrographique. Dans le cas où plusieurs stations du RNB sont observées sur un même tronçon, seule la station disposant du nombre de mesures le plus élevé a été retenue.

2.1.4. Analyse de l'échantillonnage des concentrations en MES à basse fréquence

L'échantillonnage des concentrations en MES à basse fréquence est dit représentatif si l'ensemble des conditions hydrologiques (étiage, crue) sont échantillonnées. Afin de tester cette représentativité, pour chaque station, les mesures de débit sont divisées en 40 classes de débit. Ce nombre a été défini arbitrairement, mais suffisamment élevé pour un découpage fin de l'amplitude de variabilité des débits. Le débit associé à chaque valeur de concentration en MES est ensuite positionné dans la classe adéquate. Le nombre de concentrations en MES par classe est ensuite sommé et divisé par le nombre total d'échantillons de concentrations en MES afin d'exprimer les résultats en pourcentage. Pour permettre une comparaison entre les stations, les classes de débit sont également exprimées en pourcentage.

2.2. Inter-comparaison des concentrations en MES à basse et haute fréquence

Cette étape se focalise seulement sur les jours où nous disposons à la fois d'une mesure de concentration en MES obtenue selon un prélèvement manuel et de mesures de concentration en MES obtenues par turbidité. Pour chacun des jours où les deux types de mesures sont disponibles, une inter-comparaison des valeurs de concentration en MES est réalisée.

Afin de considérer l'ensemble des compositions possibles des matières en suspension, la dispersion de la relation de tarage turbidité-concentration en MES a été prise en compte en adaptant un « cône de tarage » dont la méthodologie est détaillée ci-après. Dans la mesure où les deux types de mesure n'ont pas été réalisés exactement au même moment (décalage de ± 15 min)

et exactement au même endroit sur le tronçon hydrographique, l'intégralité des concentrations en MES mesurées à haute fréquence de la journée correspondante ont été intégrées afin d'approximer cette variabilité spatiale et temporelle.

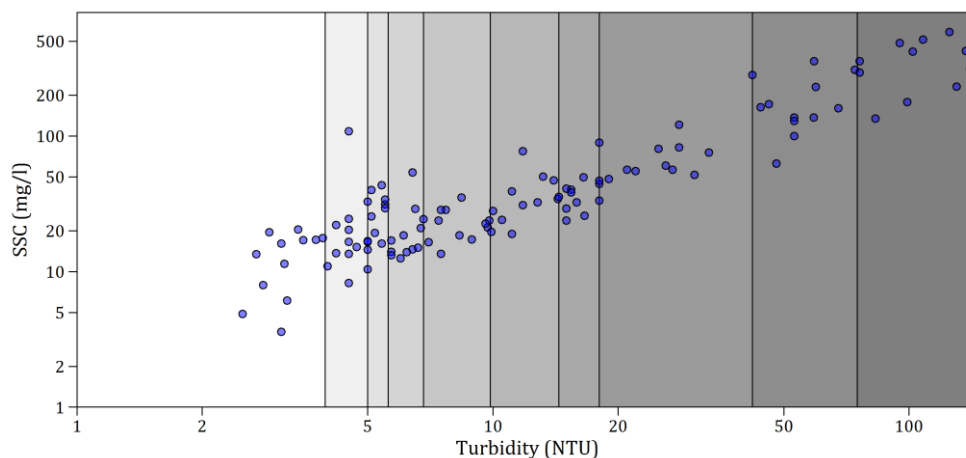


Figure 22 : Répartition des couples turbidité – concentration en MES en 10 classes de quantiles

L'ensemble des couples turbidité – concentration en MES ayant servi à l'établissement de la relation de calibration ont été répartis en 10 classes de quantile (Figure 22). Pour chaque classe, un couple est sélectionné aléatoirement. À partir des 10 couples tirés, une relation de tarage de type $y = a \cdot x$ est établie. L'opération est répétée 1000 fois en vue de couvrir l'ensemble des combinaisons possibles et la distribution des 1000 coefficients a , ou pente de la relation de calibration est tracée (Figure 23).

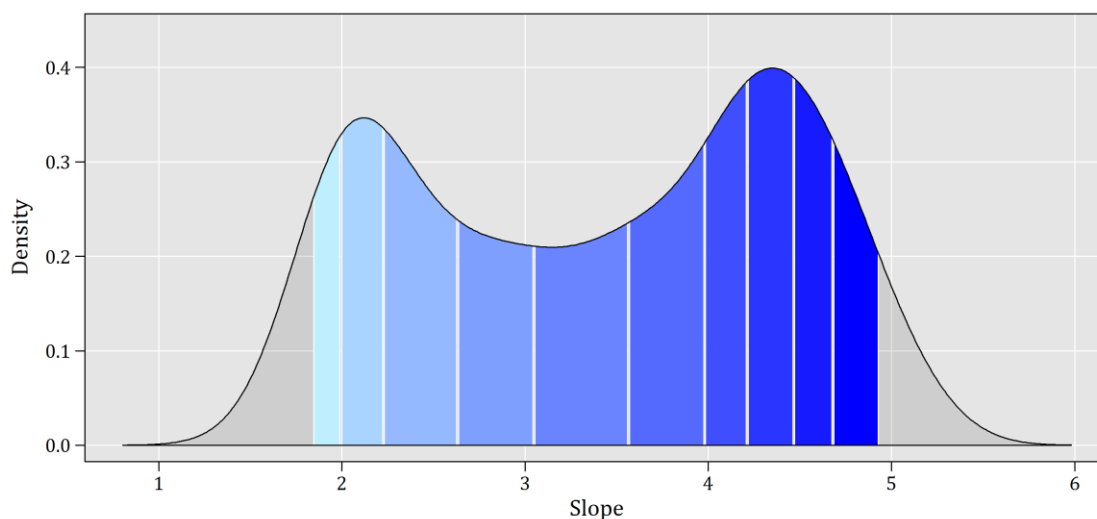


Figure 23 : Distribution des 1000 pentes de calibration simulées et représentation des 11 relations de tarage considérées (trait blanc).

Sur cette distribution, un intervalle de confiance à 95% est établi, borné par les pentes de quantile 2.5% et 97.5%. Neuf pentes intermédiaires correspondant aux quantiles 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80%, et 90% sont considérées arbitrairement pour décrire cette distribution. À partir de ces pentes caractéristiques, le cône de tarage est tracé, borné par les pentes de quantile 2.5% et 97.5% (Figure 24).

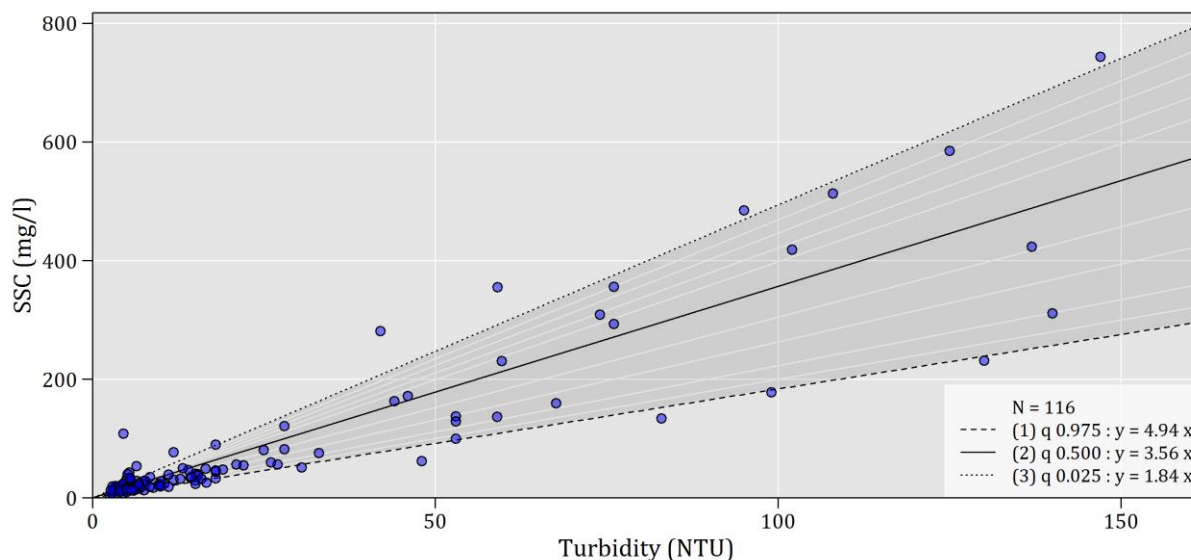


Figure 24 : Cône de tarage intégrant la dispersion de la relation de calibration turbidité – concentrations en MES.

L'application de ce cône de tarage sur chaque valeur de turbidité se traduit alors par 11 valeurs de concentrations en MES possibles (11 pentes). La turbidité ayant été enregistré à pas de temps 30 min, une journée se compose de 48 pas de temps. Un tirage aléatoire est réalisé à chaque pas de temps parmi les 11 concentrations en MES correspondantes. Le procédé est répété 1000 fois donnant une distribution élargie des valeurs de concentrations en MES de la journée considérée (Figure 25). Sur cette distribution est extrait un intervalle de confiance journalier à 95%, subdivisé ensuite en 10 classes de concentration en MES. La concentration en MES obtenue par prélèvement manuel est finalement positionnée selon les 10 classes de l'intervalle journalier.

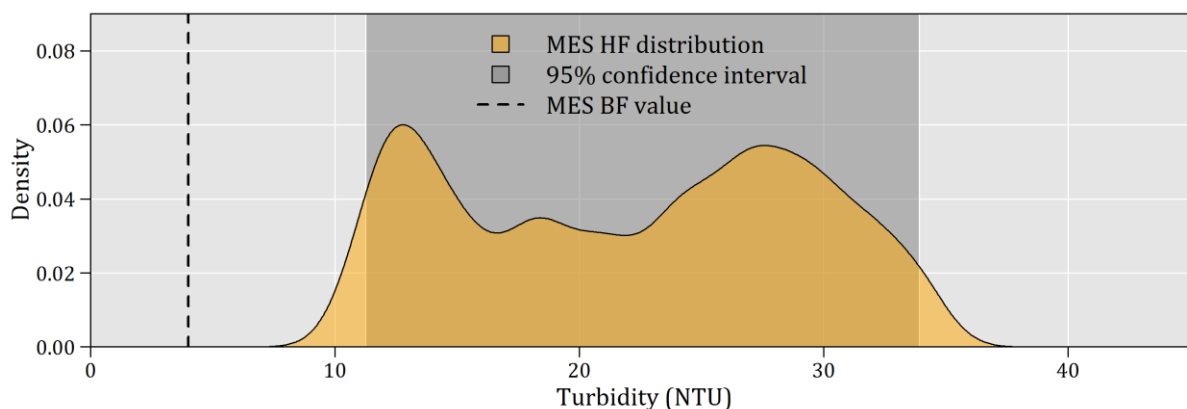


Figure 25 : Positionnement d'une valeur de concentration en MES obtenue par prélèvement manuel pour une journée donnée (MES BF) sur l'intervalle journalier à 95% des concentrations en MES mesurée par turbidité (MES HF).

2.3. Méthodes de quantification des flux sédimentaires

2.3.1. Description des méthodes testées

Parmi l'ensemble des méthodes proposées dans la littérature, 12 méthodes classiquement utilisées (Phillips et al., 1999) ont été retenues. Ces méthodes se répartissent en deux catégories : les méthodes d'interpolation (Tableau 1) et les méthodes d'extrapolation (Tableau 2), avec les sigles utilisés décrits dans la Tableau 3. Les méthodes d'interpolation comprennent les méthodes « averaging estimator », « linear interpolation », et « ratio estimator ». Les méthodes d'extrapolation correspondent à la courbe de tarage sédimentaire dans sa version simple et ses versions tronquées selon le débit médian, les saisons, la montée et la descente de crue.

Tableau 1 : Liste des méthodes d'interpolation appliquées dans cette étude ; la signification des sigles est détaillée dans le tableau 5.

	Méthode	Equation	Description	Auteur(s)
Averaging estimator	AE1	$Flux = K \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{n} \right)$	Produit des moyennes arithmétiques des concentrations instantanées (Ci) et des débits instantanés (Qi) sur la période d'enregistrement	Verhoff et al., 1980
	AE2	$Flux = K \sum_{i=1}^n \frac{C_i Q_i}{n}$	Moyenne arithmétique des flux instantanés calculés pour chaque échantillon	Walling and Webb, 1981
	AE3	$Flux = K \bar{Q}_r \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right)$	Produit du débit moyen annuel (\bar{Q}_r) de la période d'enregistrement et de la moyenne des concentrations instantanées (Ci)	Ongley, 1973
	AE4	$Flux = K \bar{Q}_r \left(\frac{\sum_{i=1}^n C_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \right)$	Produit des concentrations moyennes instantanées (Ci) pondérées par le débit instantané (Qi), et le débit moyen annuel (\bar{Q}_r) sur la période d'enregistrement	Verhoff et al., 1980
	AE5	$Flux = K \sum_{i=1}^n C_i \bar{Q}_p$	Somme des produits de la concentration instantanée (Ci) représentative d'un intervalle [i-1/2; i+1/2] et du débit moyen (\bar{Q}_p) calculé sur cet intervalle	Walling and Webb, 1981
Linear Interpolation	IL	$Flux = K \sum_{j=1}^{365} C_j^{int} \cdot Q_j$	Somme des produits des concentrations calculées par interpolation linéaire (C_j^{int}) et des débits mesurés en continu (Q_j)	Moatar and Meybeck, 2005

Tableau 1 : suite

	Méthode	Equation	Description	Auteur(s)
Ratio estimator	RE	$Flux = K \bar{Q} \left(\frac{\sum_{i=1}^n C_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \right) CF_8$	<p>Méthode A4 avec correction « Beale Ratio Estimator » : correction par un facteur explicatif prenant en compte la covariance entre le flux instantané et le débit aux instants échantillonnés, divisé par la variance des débits</p>	Littlewood, 1995
		$CF_8 = \left(\frac{1 + \frac{1}{n} \frac{S_{lq}}{\bar{l}q}}{1 + \frac{1}{n} \frac{S_q^2}{\bar{q}^2}} \right)$		
		$S_{lq} = \left(\frac{1}{n-1} \right) \left[\sum_{i=1}^{ns} (Q_i^2 C_i) - n \cdot \bar{q} \cdot \bar{l} \right]$	$S_q^2 = \left(\frac{1}{n-1} \right) \left[\sum_{i=1}^{ns} (Q_i^2) - n \cdot \bar{q}^2 \right]$	

Tableau 2 : Liste des méthodes d'extrapolation appliquées dans cette étude ; la signification des sigles est détaillée dans le tableau 3.

	Méthode	Equation	Description	Auteur(s)
Rating curve	SRC	$C_e = a \cdot Q^b \text{ et } \log C_e = \log a + b \cdot \log Q$ $Flux = K \sum_{i=1}^{365-n} C_{ei} \cdot Q_i + K \sum_{i=1}^n C_i \cdot Q_i$	Régression logarithmique « concentrations - débits »	Walling and Webb, 1981
	SRC F	$C_{ec} = C_e \cdot CF_1 \text{ avec } CF_1 = e^{2,651 \cdot \sigma^2}$ $Flux = K \sum_{i=1}^{365-n} C_{eci} \cdot Q_i + K \sum_{i=1}^n C_i \cdot Q_i$	Régression logarithmique « concentrations - débits » avec la correction de Ferguson CF1	Ferguson, 1986
	SRC SE	Version tronquée de SRC suivant les saisons		
	SRC RF	Version tronquée de SRC suivant les la montée et la descente de crue		
	SRC50	Version tronquée de SRC suivant les le débit médian		

Tableau 3 : Liste des sigles des différentes méthodes décrites dans la [Tableau 1](#) et la [Tableau 2](#).

Sigle	Description	Sigle	Description
K	Facteur de conversion pour tenir compte de la période d'estimation et de l'unité des mesures pour exprimer le flux en unité appropriée, variable d'une méthode à l'autre	j	Indice allant de 1 à 365
C_i	Concentration mesurée au moment du prélèvement « i » (mg/l)	\bar{c}	Concentration moyenne de tous les prélèvements sur la période d'étude (mg/l)
Q_i	Débit mesuré au moment du prélèvement « i » (m ³ /s)	\bar{q}	Débit moyen associé à l'ensemble des prélèvements sur la période d'étude (m ³ /s)
n	Nombre de prélèvements	\bar{Q}	Module annuel (m ³ /s)
i	Indice allant de $i = 1$ à n	C_e	Concentration estimée par R1 : $C_e = a \cdot Q^b$ (mg/l) a et b : Constantes de régression à déterminer
\bar{Q}_r	Débit moyen annuel (m ³ /s)	C_{ei}	Concentration estimée par R1 pour le prélèvement i (mg/l)
\bar{Q}_p	Moyenne des débits entre les moments de prélèvement « i+1/2 » et « i-1/2 » (m ³ /s)	Q_i	Débit mesuré le jour du prélèvement (m ³ /s)
\bar{C}_m	Concentration moyenne mensuelle (calculé à partir de quelques échantillons par mois sur plusieurs années) (mg/l)	C_i	Concentration mesurée au moment du prélèvement i (mg/l)
\bar{Q}_m	Débit moyen mensuel (m ³ /s)	n	Nombre de prélèvements
m	Indice allant de $m = 1$ à 12	i	Indice allant de $i = 1$ à n
C_j^{int}	Concentration interpolée de façon linéaire entre deux prélèvements (mg/l)	σ	Ecart type sur le jeu de données des concentrations mesurées
Q_j	Débit mesuré en continu (m ³ /s)		

2.3.2. Evaluation des performances de prédiction

Pour chaque méthode et pour chaque mois où des mesures à haute fréquence de débit et de concentration en MES sont disponibles, le flux sédimentaire est estimé et comparé au flux sédimentaire réel par la mesure du biais (Eq. 1).

$$PBIAS = 100 \times \frac{(\sum_{i=1}^n SY_{pred_i} - \sum_{i=1}^n SY_{obs_i})}{\sum_{i=1}^n SY_{obs_i}} \quad (1)$$

Avec :

$PBIAS$: biais (%)

SY_{pred_i} : flux sédimentaire mensuel estimé selon une méthode pour le mois i considéré (t)

SY_{obs_i} : flux sédimentaire réel pour le mois i calculé à partir des mesures à haute fréquence (t)

Les biais sont compilés par méthode et représentés sous forme de boxplot afin d'observer le biais médian ainsi que la dispersion des biais, ou imprécision, de chaque méthode. Cette imprécision est quantifiée en faisant la différence entre le biais de quantile 90% et le biais de quantile 10%. Dans cette étude, une méthode optimale est dite « juste et précise » si le biais médian est proche de 0, dans un intervalle de $\pm 5\%$ et si 80% des biais varient entre $\pm 20\%$ soit une imprécision maximale de 40% (Figure 26).

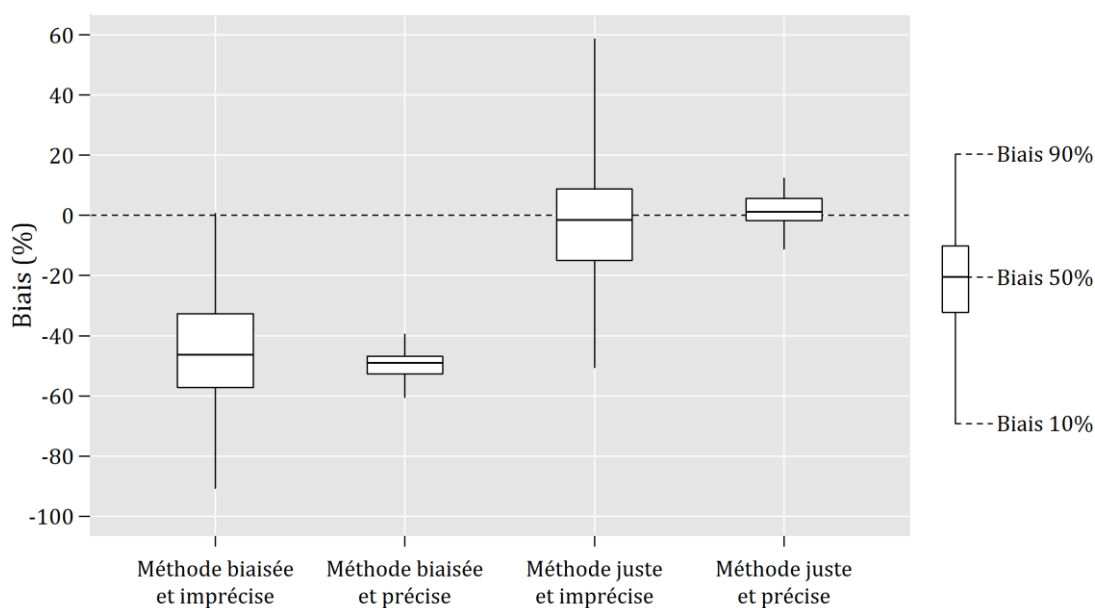


Figure 26 : Évaluation des performances d'une méthode par observation du biais médian et de la dispersion des biais (imprécision).

3. Résultats et discussion

3.1. Station hydrologique et sédimentaire retenue par bassin versant

Après assemblage des différents types de mesure, 18 des 24 bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris disposent d'une station hydrologique à leur exutoire, avec des mesures de débit et de concentration en MES : 13 bassins avec seulement des mesures à basse fréquence et 4 bassins avec à la fois des mesures à haute fréquence et à basse fréquence (Figure 27).

Pour chaque station, les débits journaliers couvrent entièrement la période 1990-2012 hormis pour le Dun, la Béthune, la Lézarde et la Saône. Sur la période 1990-2012, entre 82 et 298 mesures de concentrations en MES du RNB ont pu être associées par station (Figure 28). Les chroniques de débit journalier et de concentration en MES mensuelles sont présentées par station sur la Figure 29.

Les 4 bassins versants disposant des deux types de mesure sont l'Andelle, l'Austreberthe, le Dun et l'Yères. Sur le bassin de l'Andelle, les stations localisées au centre et à l'amont du bassin, (Vascoeuil et Rouvray) ont été conservées. Pour ces stations, les débits journaliers ont été extraits auprès de la Banque Hydro et complétés par des concentrations en MES mensuelles issues de la station du RNB la plus proche, portant au total à 6 le nombre de stations disposant à la fois de mesures à basse fréquence et à haute fréquence.

Sur les 6 derniers bassins de l'Ouest du Bassin de Paris, seule la station hydrologique de la Saône à Val-de-Saône est conservée. Les mesures de débit disponibles seront ainsi utilisées pour un calcul ultérieur de flux sédimentaire. Pour les autres bassins, à savoir la Brouisseresse, la Veules, le Theluet, la Rançon et l'Aubette, les mesures de débit et/ou de concentration en MES ne sont pas satisfaisantes pour cette étude et ces bassins ne sont donc pas étudiés.

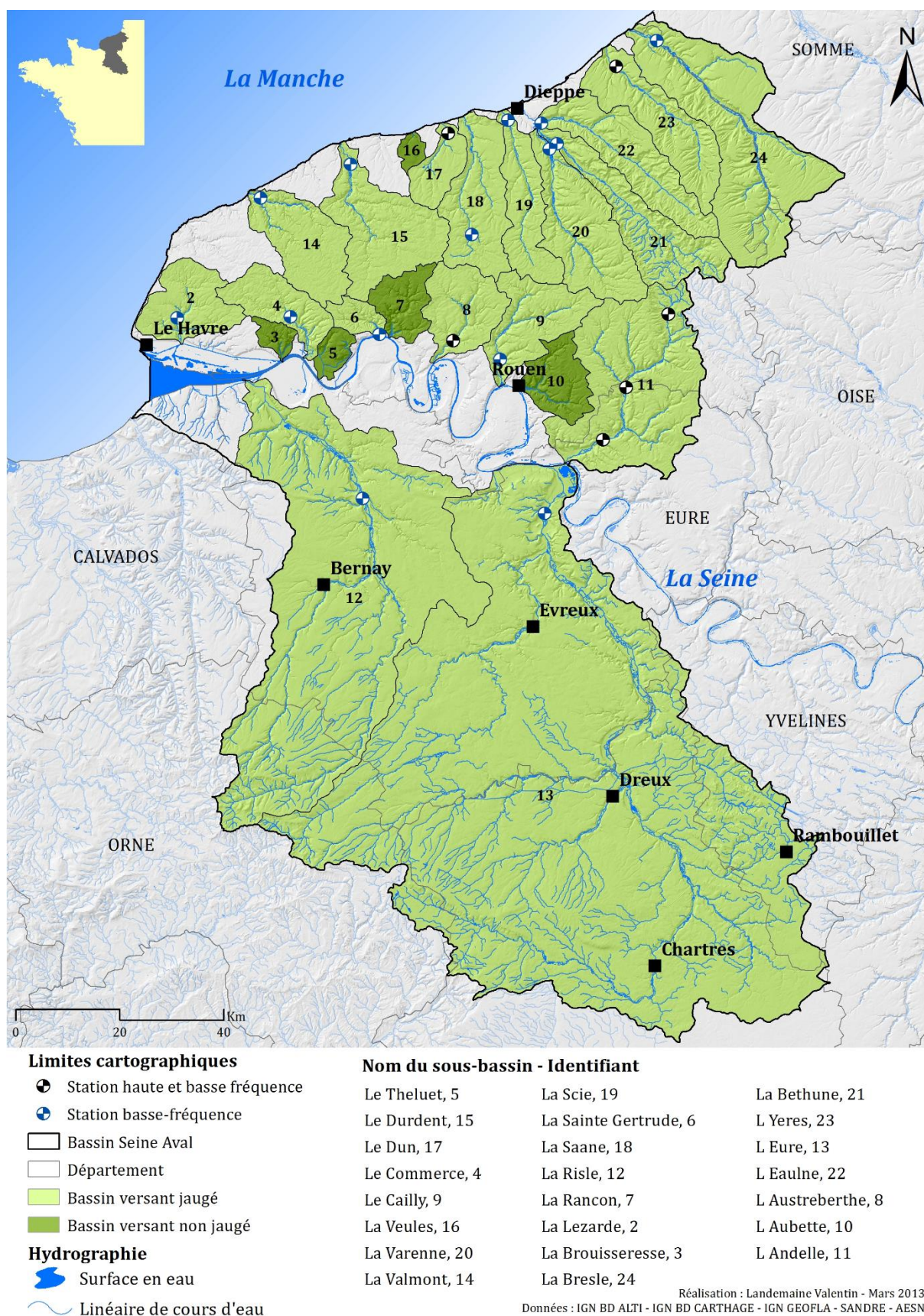


Figure 27 : Carte de localisation des stations sélectionnées pour cette étude, mesurant les débits et les concentrations en MES à basse fréquence et/ou haute fréquence.

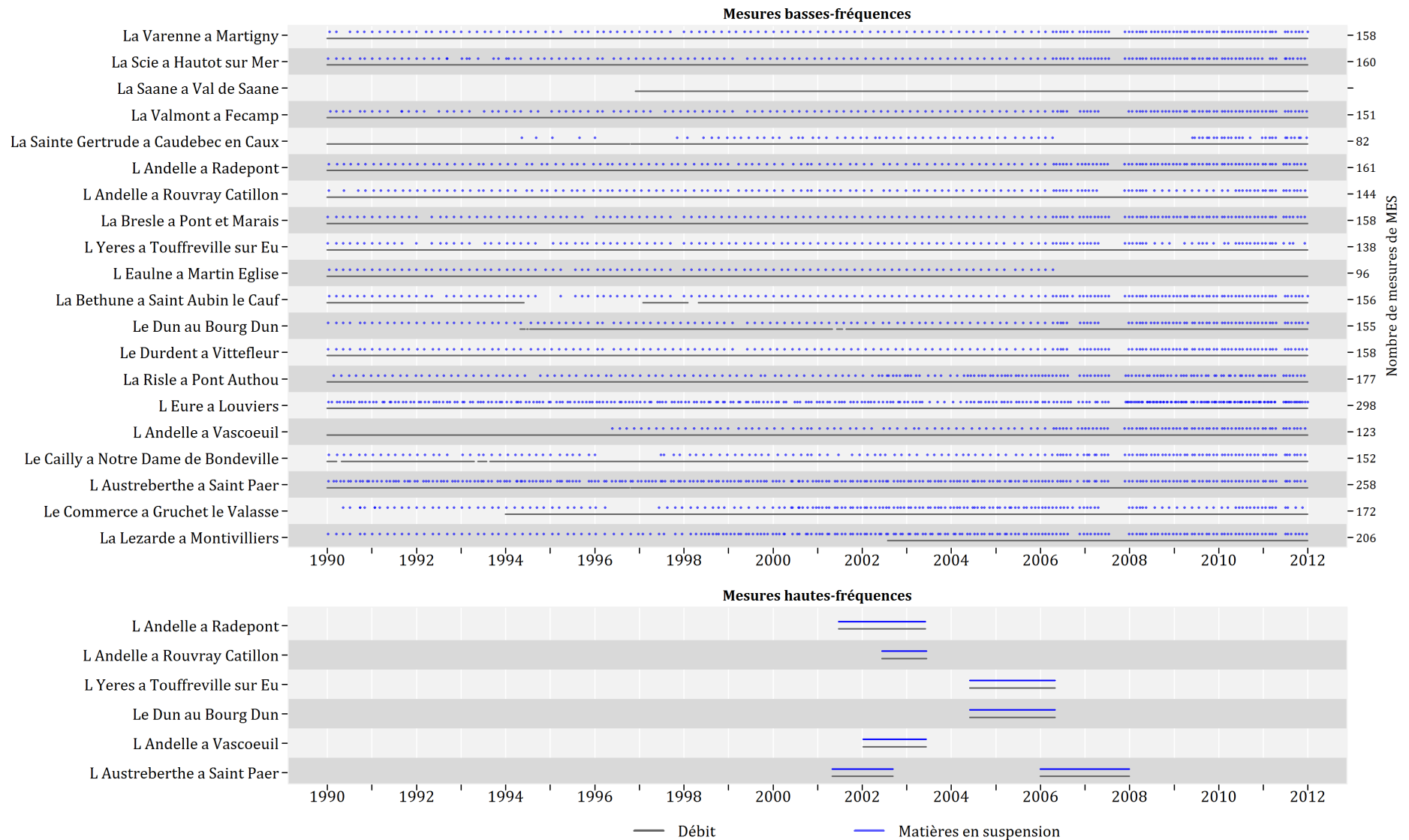


Figure 28 : Synthèse des mesures de débits et de concentrations en MES disponibles pour les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris.

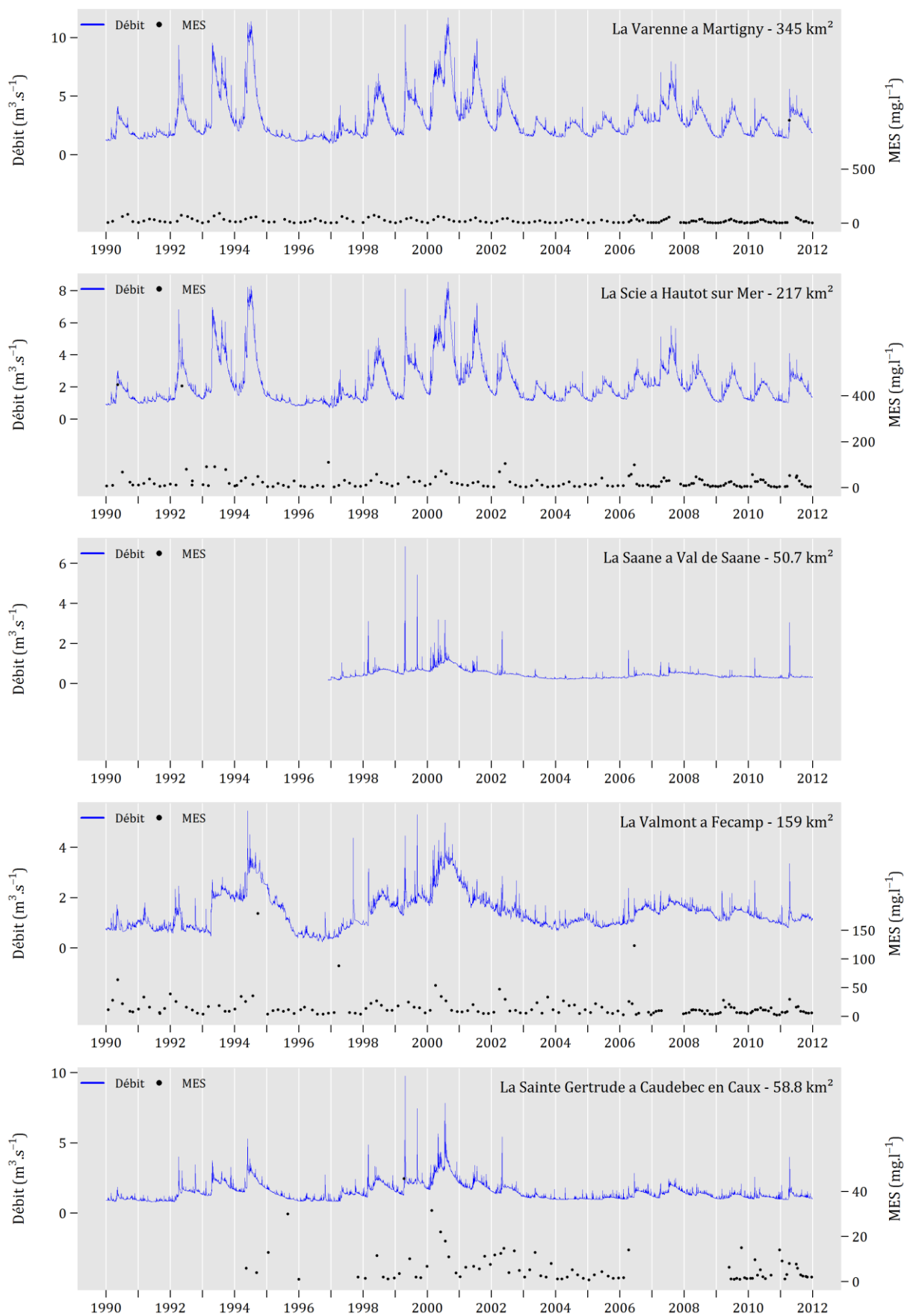


Figure 29 : Chroniques de débits journaliers et/ou de concentration en MES mensuelles pour chacune des 20 stations sélectionnées dans cette étude.

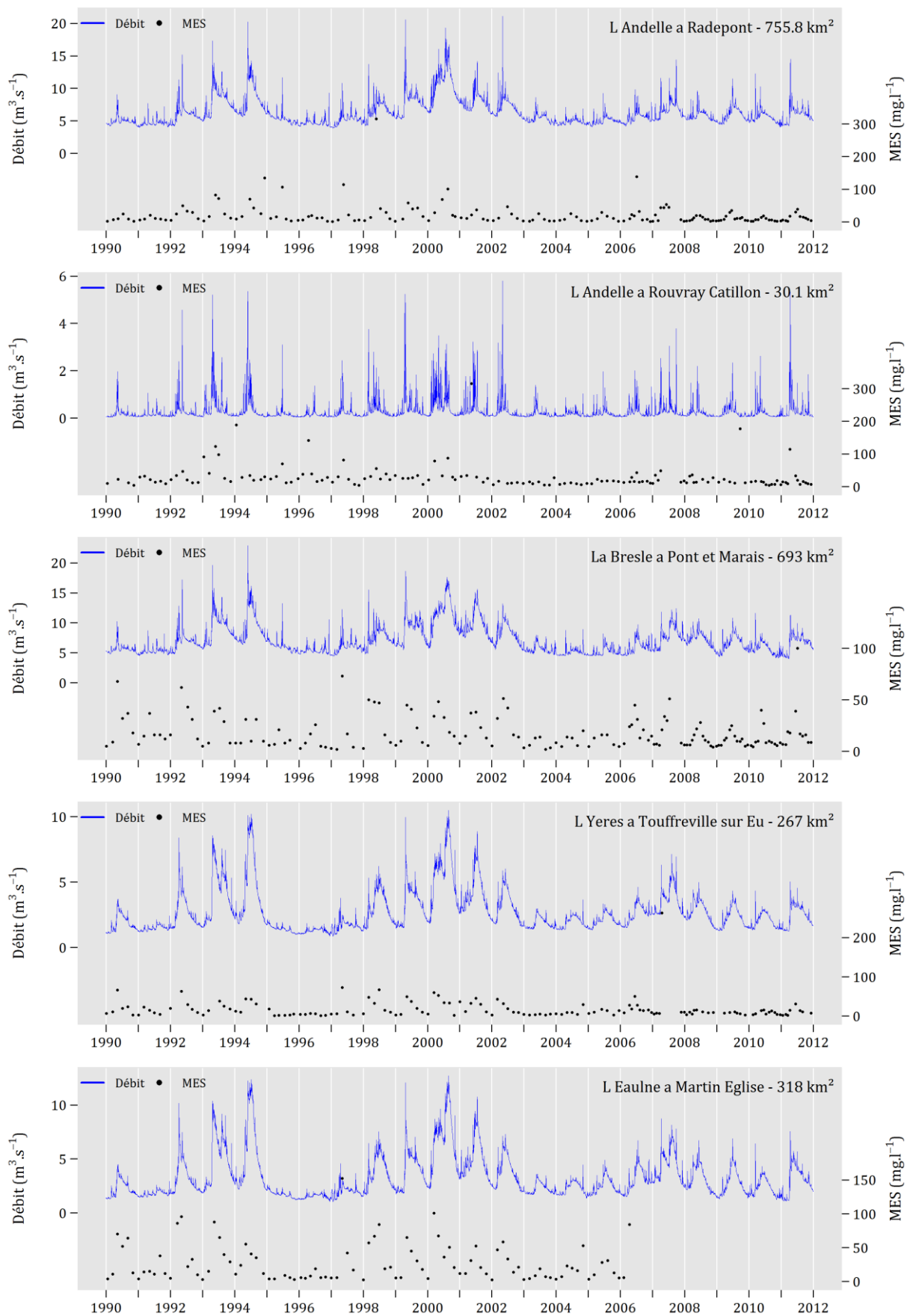


Figure 29 : suite

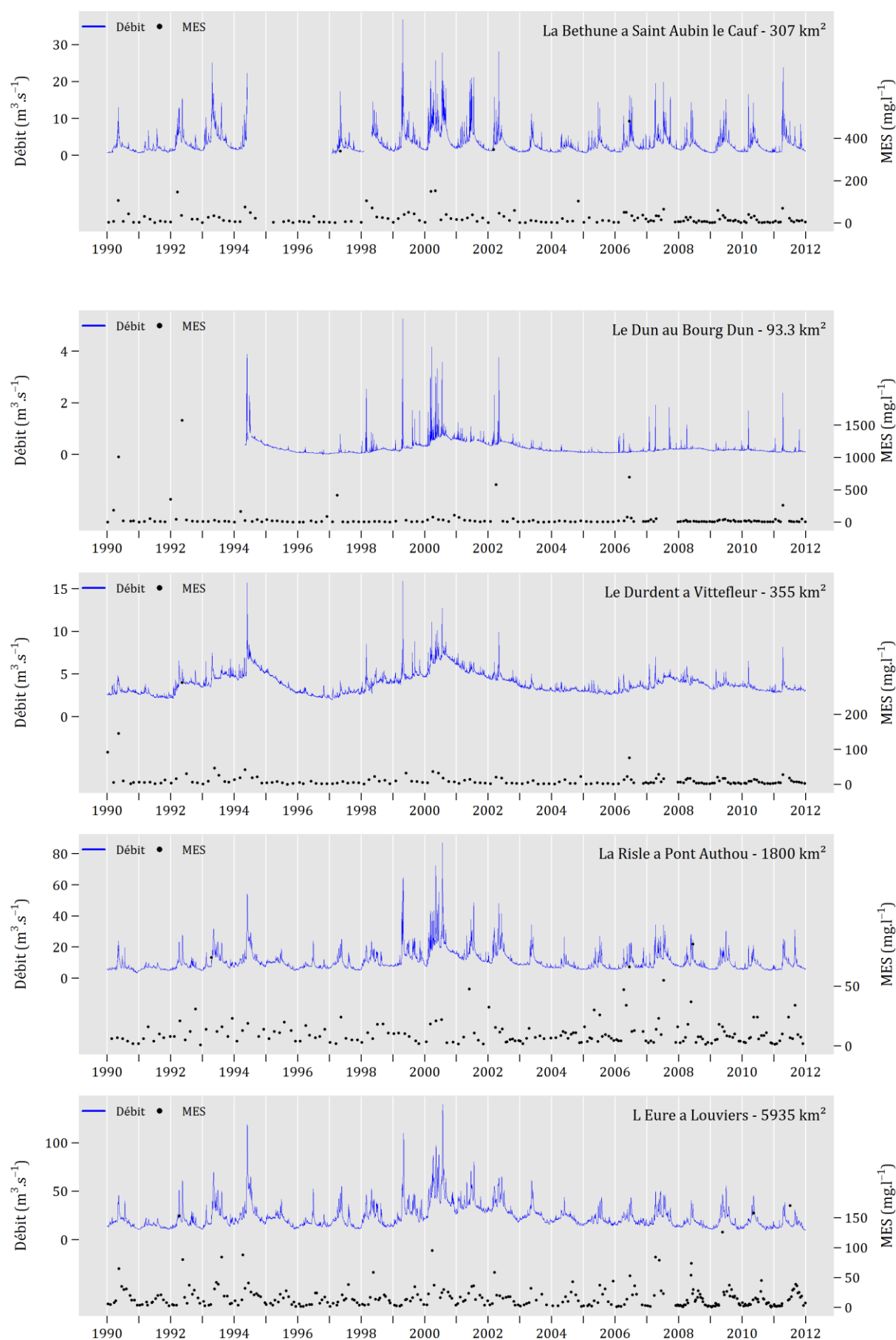


Figure 29 : suite

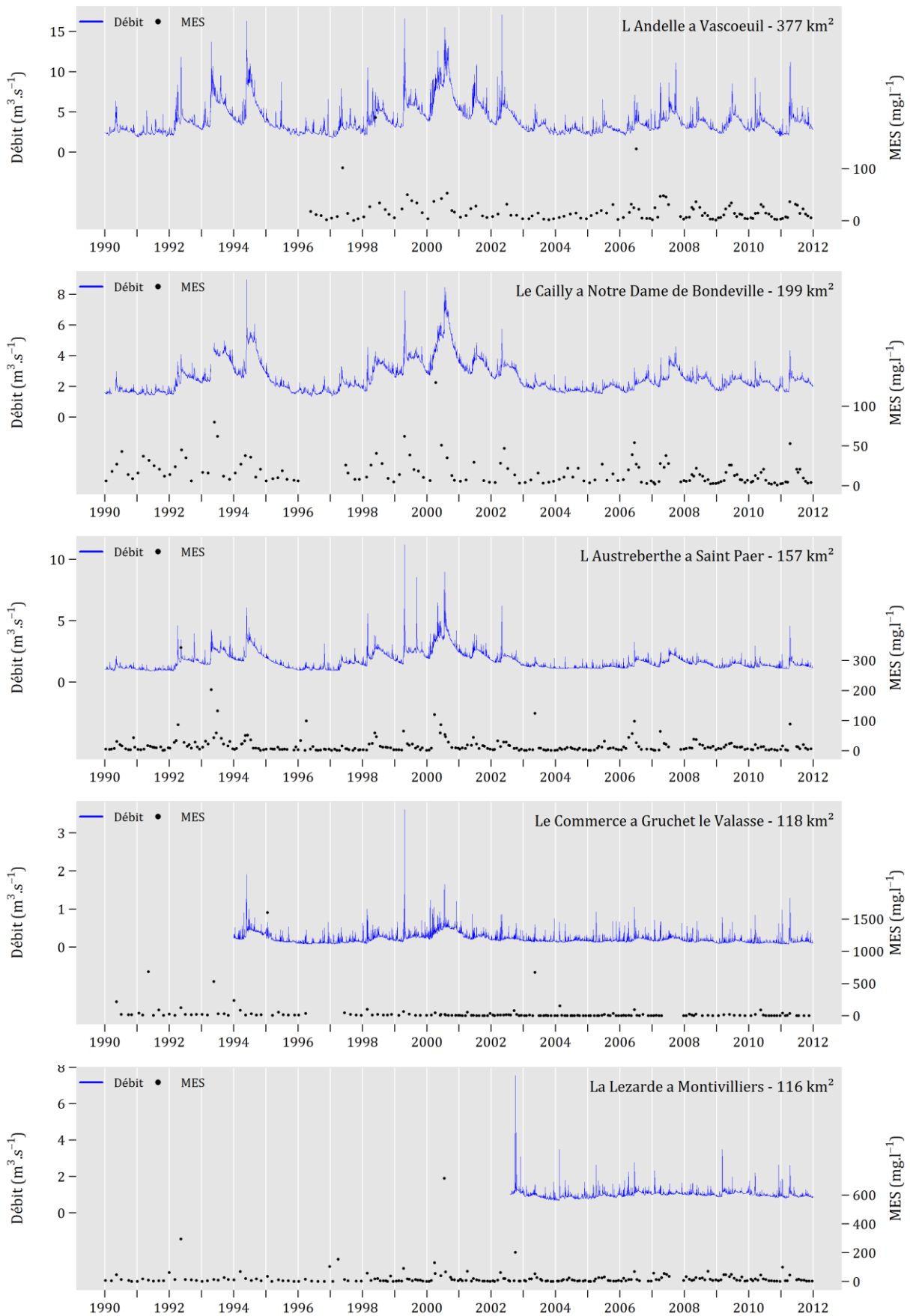


Figure 29 : suite

3.2. Représentativité hydrologique des concentrations en MES à basse fréquence

La représentativité des concentrations en MES à basse fréquence sur l'ensemble des classes de débit est présentée sur la [Figure 30](#) pour l'ensemble des stations. Les résultats montrent que, globalement, le nombre d'échantillons diminue avec l'augmentation de la classe de débit, quelle que soit la station considérée. Pour les classes de débits inférieures à 30%, toutes les classes de débit sont échantillonnées et le nombre d'échantillons par classe représentent entre 1 et 60% du nombre total de concentrations en MES. Au-dessus de 30%, la plupart des classes ne sont pas échantillonnées. Pour les classes échantillonnées, le nombre de mesures de concentration en MES représentent entre 1 et 3% du nombre total de mesures de concentrations en MES.

La distinction entre hautes eaux et basses eaux selon le débit moyen interannuel montre que l'essentiel des mesures est réalisé en basses eaux. Le nombre de mesures de concentration en MES représentent ainsi entre 64% pour l'Eaulne à Martin l'Eglise et 81% pour le Dun au Bourg-Dun du nombre total de concentrations en MES. Par conséquent, cette analyse démontre que l'échantillonnage réalisé sur 18 rivières de l'Ouest du bassin de Paris sur-échantillonne les périodes de basses eaux et sous-échantillonne les crues, périodes d'exports majeurs des flux sédimentaires. Cumulé au fait que le nombre d'échantillons par année est faible et que les bassins versants hauts-normands s'avèrent particulièrement réactif ([Laignel et al., 2008, 2006](#)), la stratégie d'échantillonnage semble inadaptée pour le calcul de flux sédimentaire ([Moatar et al., 2007](#)). Ces hypothèses seront vérifiées lors du calcul de flux sédimentaires selon les différentes méthodes.

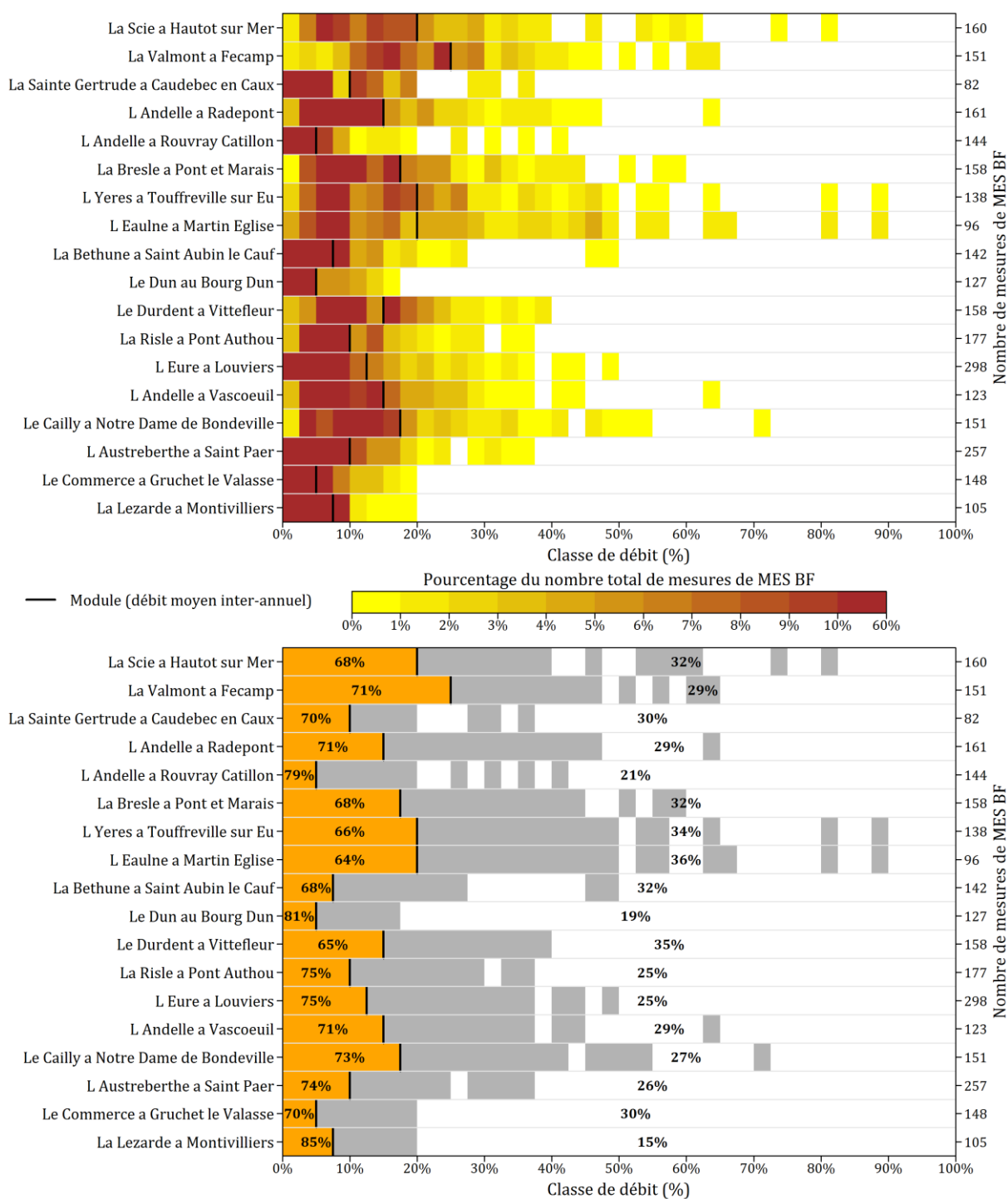


Figure 30 : Pourcentage du nombre total de mesures de concentration en MES à basse fréquence par classe de débit et en basses eaux / hautes eaux pour chacune des stations (MES BF : concentrations en MES à basse fréquence).

3.3. Décalage entre les concentrations en MES à basse fréquence et à haute fréquence

Pour rappel, cette étape se focalise seulement sur les 6 stations disposant à la fois de mesures de concentration en MES issues d'un prélèvement manuel (basse fréquence) et de mesures de concentration en MES obtenues par turbidité (haute fréquence). L'objectif est de réaliser une inter-comparaison des valeurs les jours où les deux types de mesures sont disponibles.

Tout d'abord, l'ensemble de la dispersion de chaque relation de calibration entre la turbidité et la concentration en MES a été intégrée par l'application d'un cône de tarage (Figure 32). Cette dispersion est de 30% pour l'Yères à Touffreville-sur-Eu, 34% pour l'Andelle à Rouvray-Catillon, 59% pour l'Austreberthe à Saint-Paer, 64% pour l'Andelle à Radepont, 86% pour l'Andelle à Vascoeuil, et 107% pour le Dun au Bourg-Dun. Ce résultat montre ainsi que cette dispersion n'est pas négligeable et que l'utilisation d'un cône de tarage permet potentiellement d'intégrer l'ensemble des compositions des matières en suspension pour différentes conditions hydrologiques et saisonnières.

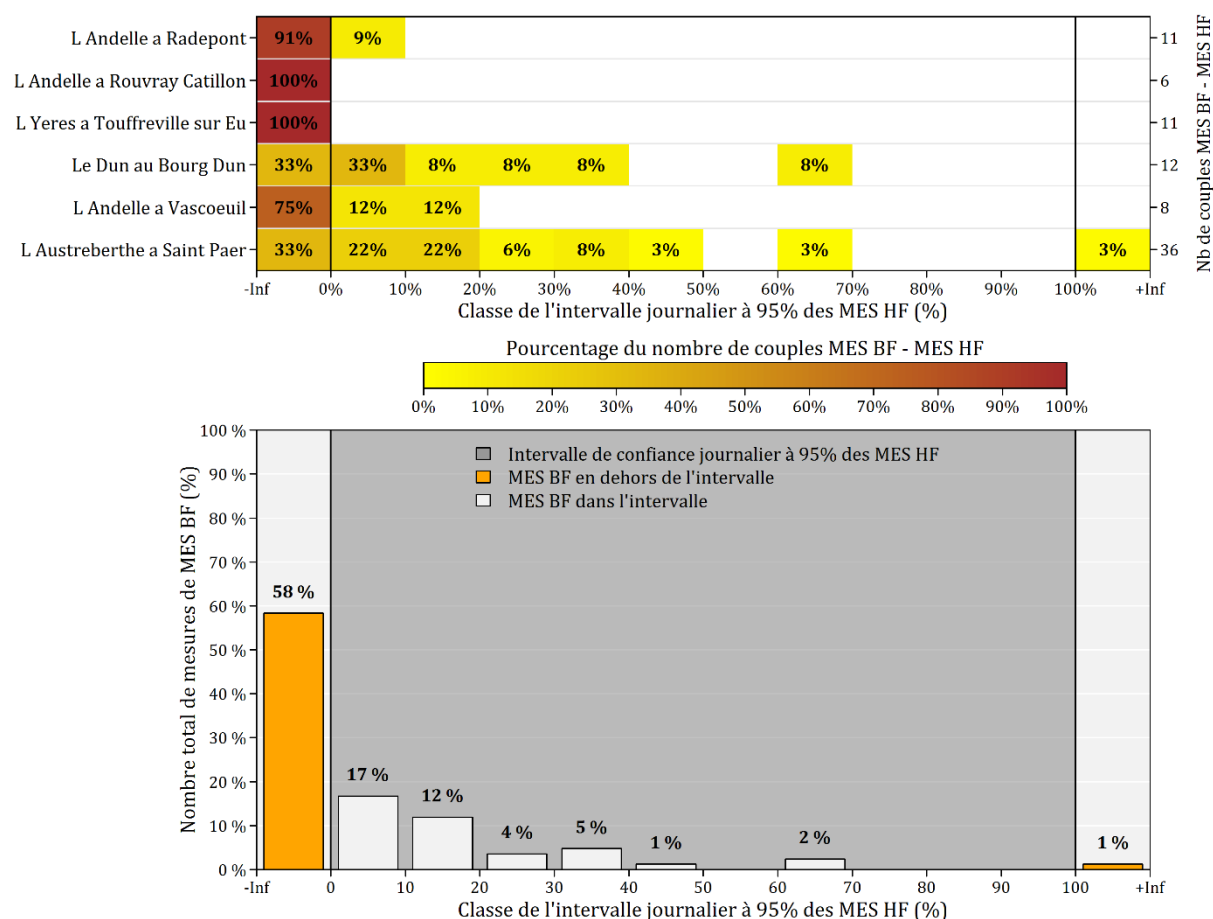


Figure 31 : Synthèse par station et synthèse globale de la position des concentrations en MES obtenues par prélèvement manuel (MES BF) par rapport à leur intervalle journalier de concentration en MES obtenues selon une conversion de mesure de turbidité par un cône de tarage (MES HF).

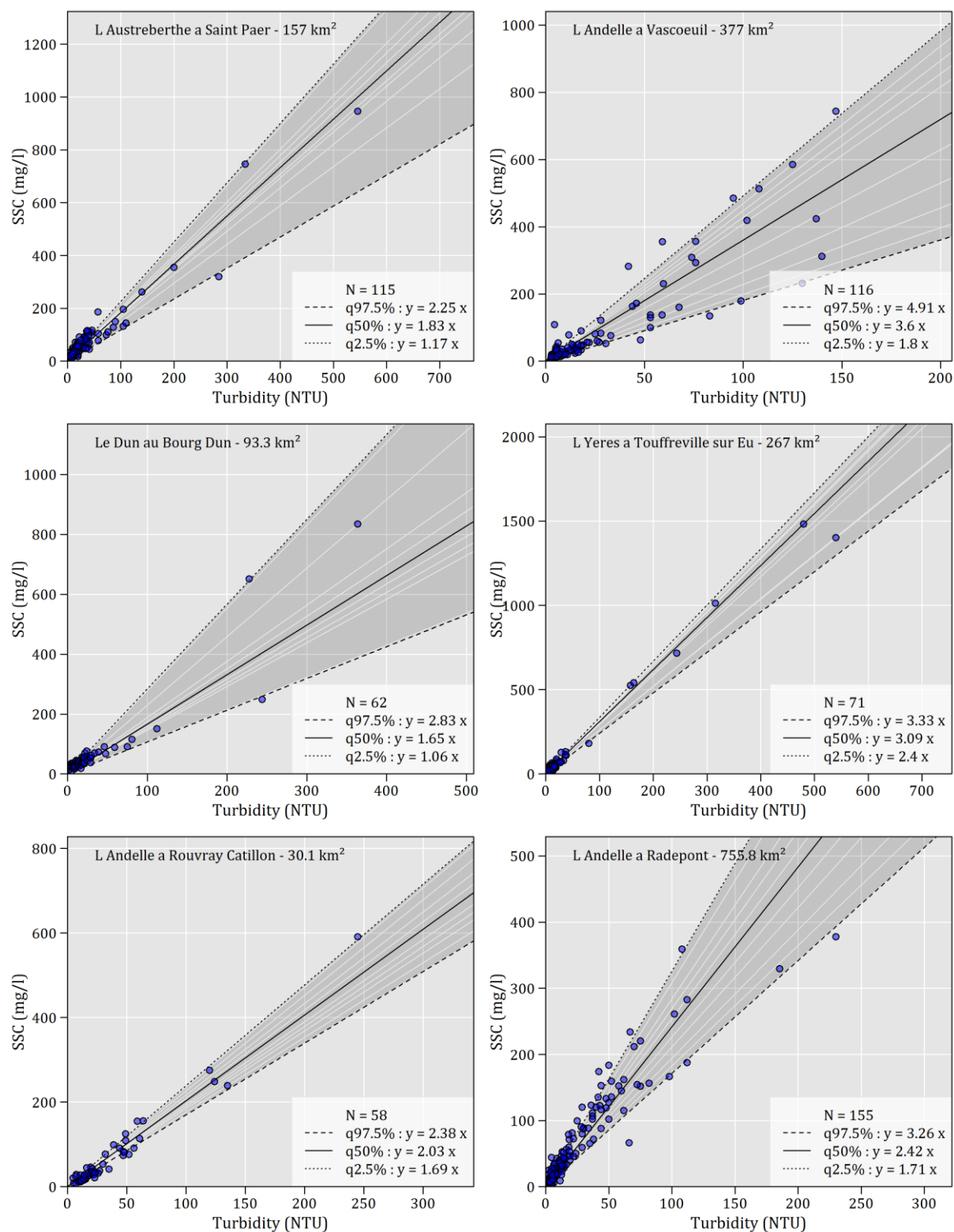


Figure 32 : Cône de tarage intégrant la dispersion de la relation entre la turbidité – la concentration en MES de chaque station à haute fréquence d’acquisition.

À partir du cône de tarage et des mesures de turbidité de chaque rivière, un intervalle journalier de valeurs de concentration en MES a été calculé. Ensuite, seuls les jours où nous disposions d'une mesure de concentration en MES à basse fréquence et de mesures de concentration en MES à haute fréquence ont été conservés. Chaque valeur de concentration en MES à basse fréquence a été positionnée son intervalle journalier correspondant. Entre 6 et 36 comparaisons ont pu être réalisées par station ([Figure 31](#)).

Entre 75% et 100% des concentrations en MES obtenues par prélèvement manuel sont inférieures à leur intervalle journalier de concentration en MES pour l'Andelle à Radepont, l'Andelle à Rouvray-Catillon, l'Yères à Touffreville-sur-Eu, et l'Andelle à Vascoeuil. Ce chiffre descend à 33% pour le Dun au Bourg-Dun et l'Austreberthe à Saint-Paër, mais les 67% restants sont principalement contenue dans les premiers 50% de l'intervalle journalier.

Au final, les 84 comparaisons réalisées sur les 6 stations montrent une tendance nette, à savoir que 58 % des concentrations en MES sont inférieures à leur intervalle journalier et 29% des concentrations en MES sont situées dans les premiers 20% de leur intervalle journalier. En théorie, ces concentrations en MES devraient être distribuées au sein de cet intervalle. Or, malgré un intervalle journalier de concentration en MES très large, qui considère l'ensemble des mesures de turbidité journalière ainsi qu'un cône de tarage, la distribution des concentrations en MES est centrée en dehors de cet intervalle. Ce résultat démontre ainsi un décalage entre les concentrations en MES obtenues par prélèvement manuel et celles obtenues par une conversion de la turbidité selon une relation de calibration turbidité – concentration en MES.

Ce résultat démontre aussi que la concentration en MES obtenue selon un prélèvement manuel n'est pas représentative de la concentration moyenne journalière calculée à partir de l'ensemble des valeurs de l'intervalle journalier. La concentration en MES moyenne journalière est environ 2 fois plus importante que la concentration en MES obtenue par prélèvement manuel (Figure 33).

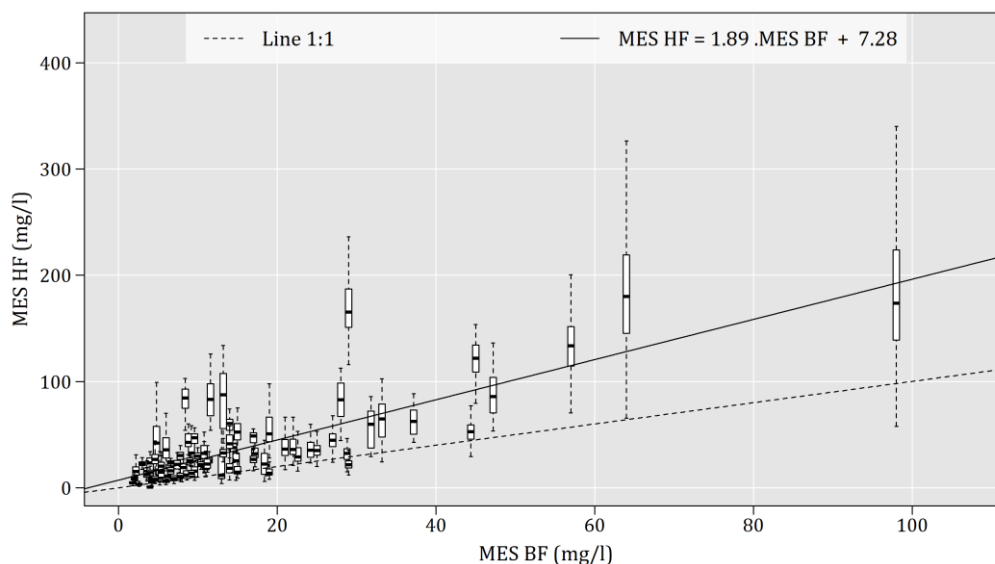


Figure 33 : Comparaison entre les concentrations en MES à basse fréquence (MES BF) et les concentrations en MES à haute fréquence des jours correspondants (MES HF).

Dans le détail, ce rapport moyen de 2 est différent suivant la classe de concentration en MES et tend à diminuer avec l'augmentation de la valeur de concentration en MES (Figure 34). La subdivision du jeu de concentration en MES en 4 classes de quantile montre ainsi que ce rapport est en moyenne de 3.5 pour la classe [2 – 6 mg.l⁻¹] et de 1.9 pour la classe [19 – 103 mg.l⁻¹] (Figure 34A). La subdivision du jeu de concentration en MES selon leur valeur de débit moyen journalier montre un rapport qui oscille entre 1.9 et 3.0 et une dispersion plus forte pour les valeurs élevées de débit (Figure 34B). Enfin, la subdivision du jeu de concentration en MES par bassin versant montre que ce décalage affecte tous les bassins versants, avec un rapport qui varie entre 1.70 pour le Dun et 4.80 pour l'Yères (Figure 34C).

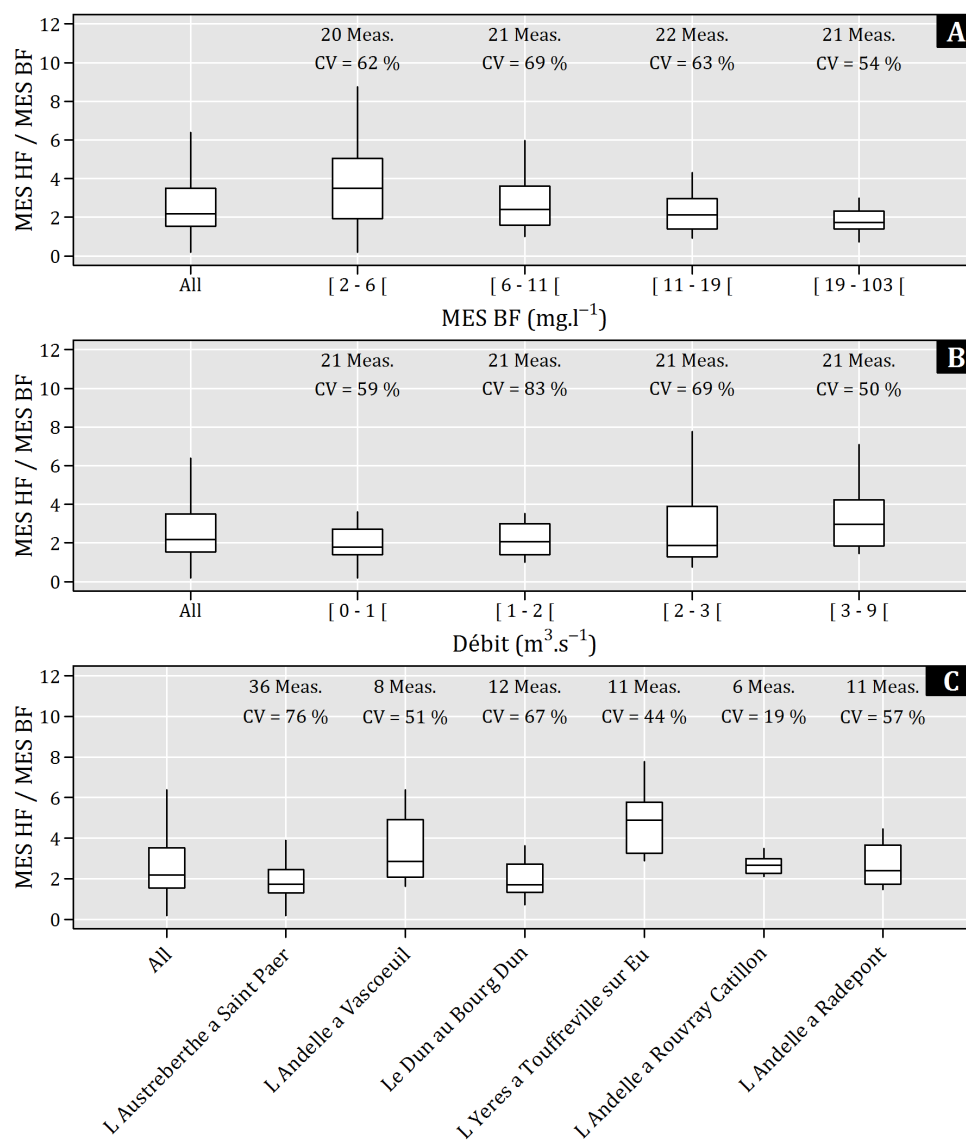


Figure 34 : Boxplot des rapports entre la concentration en MES moyenne journalière à haute fréquence et la concentration en MES à basse fréquence par classe de concentration en MES à basse fréquence (A), par classe de débit (B) et par station hydrologique (C).

Malgré la prise en compte d'un intervalle de concentration en MES HF élargi, considérant l'ensemble des valeurs de turbidité journalière et un cône de tarage approximant l'ensemble des compositions possibles de matières en suspension, un décalage est observé entre les concentrations en MES à basse fréquence et les concentrations en MES à haute fréquence, quelle que soit la classe de concentration en MES, la classe de débit, ainsi que le bassin versant considéré. En l'état, il est difficile d'identifier les causes de ce décalage pour ce cas d'étude sans éléments tangibles.

Quelques pistes de réflexion peuvent toutefois être abordées par analyse de la littérature scientifique sur le sujet. L'incertitude de la mesure directe par filtration – pesée est limitée puisque le mode opératoire en laboratoire est simple et fait intervenir peu de matériel (Navratil et al., 2011). L'erreur peut se situer sur la position du prélèvement dans le cours d'eau. De nombreux travaux ont montré que la concentration en MES est hétérogène sur la section d'un cours d'eau, que cette hétérogénéité est associée à l'hétérogénéité du champ des vitesses d'écoulement des eaux et qu'elle est d'autant plus marquée que la section du cours d'eau est grande (Horowitz, 2008). De nombreuses incertitudes sont à considérer avec la mesure de la turbidité. Tout d'abord, la mesure de turbidité est sensible à de très nombreux paramètres comme la concentration, la granulométrie, la forme, la composition organique et minéralogique, et la couleur des matières en suspension (Foster et al., 1992; Gippel, 1995; Sutherland et al., 2000; Thollet et al., 2013). Par ailleurs, le turbidimètre est également sensible à la présence de bulle d'air lorsque le fluide est turbulent et à son encrassement (Downing, 2006; Puleo et al., 2006). Ainsi pour une même valeur de turbidité, plusieurs valeurs de concentration en MES sont observées ce qui se traduit généralement par une dispersion des valeurs autour de la relation de calibration entre la turbidité et la concentration en MES. Des recherches sur la mesure de concentration en MES selon ces deux techniques sont donc à envisager pour expliquer ce décalage et uniformiser la mesure quelle que soit la technique utilisée.

De cette analyse, deux problèmes ont été identifiés sur les concentrations en MES du RNB. D'une part, l'échantillonnage calendaire ainsi que le faible nombre de mesures est responsable d'un manque flagrant de représentativité de l'ensemble des conditions hydrologiques des rivières étudiées. D'autre part, lorsque des mesures de concentrations en MES issues d'un prélèvement manuel et des concentrations en MES issues de mesures de turbidité sont utilisées conjointement, un décalage est observé entre les deux types de mesure. Malgré ces conditions peu propices aux calculs de flux sédimentaires, l'aptitude des différentes méthodes d'interpolation et d'extrapolation à reproduire les flux sédimentaires observés a toutefois été étudiée.

3.4. Conséquences sur l'estimation des flux sédimentaires

Les flux sédimentaires mensuels ont été estimés à partir des mesures à basse fréquence et des 12 méthodes testées, et comparés par la mesure du biais, aux flux sédimentaires issus des mesures à haute fréquence, considérés comme « réels ». L'ensemble des biais calculés ont été compilés par méthode et représentés sous forme de boxplot (Figure 35A). Le biais médian ainsi que l'imprécision sont également représentés respectivement sur la Figure 35B et 35C.

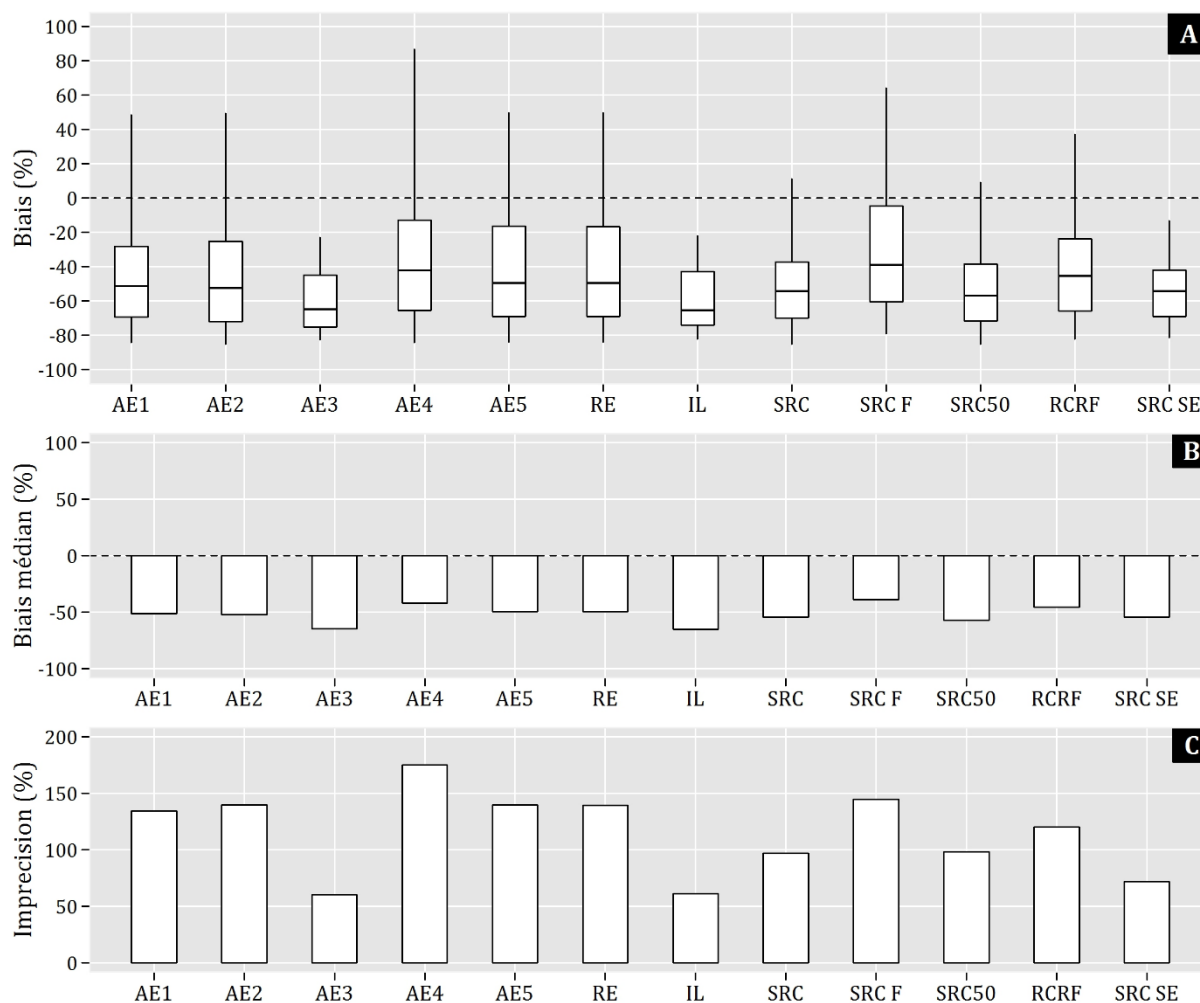


Figure 35 : Synthèse des performances de chacune des méthodes testées pour l'estimation des flux sédimentaires sur les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris ; (A) boxplot des biais calculés entre flux sédimentaires réels et estimés pour l'ensemble des stations, agrégés par méthode, (B) biais médian et (C) imprécision (biais 90% - biais 10%).

Les résultats montrent que le biais médian varie de -65% pour la méthode « linear interpolation » (IL) à -38% pour la méthode « sediment rating curve corrected by the Ferguson coefficient » (SRC F). Les méthodes testées sont donc qualifiées de « biaisées » et aucune des

méthodes n'est dite « juste ». L'imprécision varie de 60% pour la méthode « estimateur moyen de type 3 » (AE3) à 175% pour la méthode « estimateur moyen de type 4 » (AE4). Toutes les méthodes peuvent également être qualifiées d'« imprécises ». Au regard du critère de sélection définit initialement (biais médian dans un intervalle de $\pm 5\%$ et une imprécision maximale de 40%), aucune des 12 méthodes testées ne peut être appliquée sur l'ensemble des rivières de l'Ouest du Bassin de Paris pour le calcul de flux sédimentaires.

Ce résultat s'explique par la combinaison des deux facteurs aggravants précédemment identifiés : un échantillonnage calendaire mensuel inadapté et un décalage entre les concentrations en MES mesurées par prélèvement manuel et par turbidité. Dans l'état, la méthodologie classiquement utilisée dans la littérature scientifique pour identifier une méthode d'estimation des flux sédimentaires est difficilement applicable dans notre contexte.

Cette méthodologie pourrait toutefois être appliquée avec précaution, d'une part avec une stratégie d'échantillonnage fonction de la variabilité des débits, et d'autre part, en corrigeant les mesures de concentration en MES, dans un sens ou dans l'autre, par un facteur de correction type « blax-box » (Horowitz, 2008) obtenu selon une relation empirique entre les deux types de mesures comme illustré sur la Figure 33. Mais dans la mesure où le nombre de couples extraits est relativement faible (84 couples) et couvre une gamme restreinte de concentration en MES ($0 - 100 \text{ mg.l}^{-1}$), une relation empirique suffisamment robuste pour l'ensemble des conditions hydrologiques et valide pour l'ensemble des bassins étudiés ne peut être ajustée. Des travaux supplémentaires s'avèrent donc nécessaires dans l'établissement d'un potentiel facteur de correction.

Une nouvelle méthode doit donc être développée pour quantifier, sur la période 1990-2012, les flux sédimentaires annuels de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux. Le décalage entre les deux types de mesures de concentration en MES suggère également d'en n'utiliser qu'un seul type de mesure. L'intérêt de la mesure par turbidité est de pouvoir enregistrer à haute fréquence la variabilité temporelle des concentrations en MES et ainsi étudier finement cette dynamique. Pour cette raison, nous avons préféré ces mesures plutôt que les mesures mensuelles obtenues par prélèvement manuel.

Ce choix implique des flux sédimentaires supérieurs à ceux qui pourraient être estimés à partir de données continues de concentrations en MES issues de prélèvements manuels. L'observation des taux d'érosion spécifique des rivières haut-normandes permet néanmoins de relativiser ce problème. Les taux d'érosion spécifiques calculés à partir des mesures à haute fréquence sur l'Austreberthe, l'Andelle, l'Yères et le Dun (Delmas et al., 2012b; Laignel et al., 2008, 2006) montrent qu'ils sont en moyenne de $10 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. En faisant l'hypothèse d'un facteur 2 entre les

concentrations en MES à basse fréquence et à haute fréquence, ce taux d'érosion spécifique passerait à $5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Replacé à l'échelle européenne, le taux d'érosion spécifique moyen des bassins haut-normands reste très inférieur à celui des bassins versants européens de plaine situés dans le même contexte hydro-climatique (Vanmaercke et al., 2011). Quelles que soient les mesures utilisées, le positionnement des bassins haut-normands à l'échelle européenne ne sera en rien modifié.

Replacés à l'échelle des bassins versants du Pays de Caux, les flux sédimentaires aux exutoires sont bien loin de ceux mesurés à l'échelle de la parcelle agricole, ou à l'échelle du versant. Les travaux menés à ces échelles montrent ainsi des taux d'érosion spécifique de l'ordre de $330 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les parcelles agricoles et de $60 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les versants (Delmas et al., 2012b). Encore une fois, quelles que soient les mesures choisies, les flux sédimentaires estimés dans les deux cas ne modifient en rien la décroissance décrite par les auteurs entre le taux d'érosion spécifique et l'échelle spatiale considérée.

L'idée est avant tout de disposer d'une méthode de quantification des flux sédimentaires suffisamment précise pour reproduire en relatif la variabilité interannuelle de ces flux avec comme objectif central de comprendre cette variabilité en lien avec les forçages pluviométriques et les modes d'occupation des sols.

4. Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de suivre le cadre méthodologique proposé par la littérature scientifique en vue d'une quantification des flux sédimentaires de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux : inventaire et assemblage des mesures hydrologiques et sédimentaires disponibles, inter-comparaison des mesures, évaluation des performances de différentes méthodes d'estimation et sélection de la méthode la plus adaptée.

Tout d'abord, différentes bases de données de débit et de concentration en MES avec différentes fréquences d'acquisition et de durées d'enregistrement ont été assemblées. Au total, 20 stations disposent de mesures de débit journalier et de concentration en MES issues du Réseau National de Bassin (RNB). Pour ces stations, les débits journaliers couvrent la période 1990-2012, soit une durée de 22 ans. Pour les concentrations en MES du RNB, entre 82 et 298 mesures ont pu être associées par station. Concernant la représentativité hydrologique de ces concentrations en MES, ce travail révèle qu'au minimum 65% des mesures sont réalisées sous le débit moyen interannuel. En conséquence, les périodes d'export majeur de sédiments, à savoir les périodes de crues, sont sous-échantillonnées à cause d'une stratégie d'échantillonnage calendaire.

Sur 6 des 20 stations, les mesures à basse fréquence précédemment évoquées sont complétées par des mesures à haute fréquence de débit et de concentration en MES. Dans la mesure où ces concentrations en MES à haute fréquence sont obtenues par turbidité, une inter-comparaison date à date avec les concentrations en MES du RNB, mesurées par prélèvement manuel, a été réalisée en vue de vérifier leur compatibilité. Bien qu'ayant pris en considération un intervalle de concentration en MES à haute fréquence élargi, considérant l'ensemble des valeurs de turbidité journalière et un cône de tarage approximant l'ensemble des compositions possibles de matières en suspension, un décalage est observé entre les deux types de mesure, quelle que soit la classe de concentration en MES, la classe de débit, ainsi que le bassin versant considéré. En effet, sur les 84 comparaisons réalisées, 58 % des concentrations en MES issues du RNB sont inférieures à leur intervalle journalier haute fréquence correspondant et 29% des concentrations en MES sont situées dans les premiers 20% de leur intervalle journalier. En l'état et en l'absence d'éléments tangibles, les causes de ce décalage restent inexplicables et ce travail démontre d'une part, la nécessité de vérifier la compatibilité des mesures avant le calcul de flux sédimentaire, et d'autre part, la nécessité de recherches ultérieures afin d'harmoniser les mesures.

L'ajout de ce décalage cumulé à un échantillonnage inadapté des concentrations en MES se traduit par de très mauvaises performances de prédiction pour l'ensemble des 12 méthodes testées. En conséquence, aucune des méthodes testées n'est retenue pour le calcul de flux sédimentaire de l'ensemble des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux. L'utilisation conjointe des deux types de concentration en MES pour le calcul de flux sédimentaire n'est pas possible en l'état. Dans l'impossibilité d'établir un facteur de correction suffisamment robuste pour l'ensemble des conditions hydrologiques et l'ensemble des bassins versants, une nouvelle méthode de prédiction doit donc être développée et doit se baser sur un seul type de mesures. L'intérêt de la mesure par turbidité est de pouvoir enregistrer à haute fréquence la variabilité temporelle des concentrations en MES et ainsi étudier finement leurs dynamiques et leurs relations étroites avec les débits. Pour cette raison, dans la suite de ce travail, ces mesures sont préférées aux mesures de concentration en MES du RNB. La nouvelle méthode pourra également s'appuyer sur les chroniques de débit journalier disponibles à l'exutoire de 18 des 24 bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris.

Chapter 3: Effect of catchments characteristics on hydro-sedimentary response of rivers in the Western Paris Basin

Contents

1. Introduction	82
2. Material and Methods.....	83
2.1. Study sites.....	83
2.2. High frequencies measurements of rainfall, discharge, and suspended sediment concentrations.....	85
2.3. Catchments hydrosedimentary response at the annual and event scale	87
2.4. Hydrosedimentary reactivity from an analysis of the spatial organization of topography and land uses	89
3. Results and discussion	91
3.1. Hydrosedimentary response of catchments at the annual scale	91
3.2. Hydrosedimentary response of catchments at event scale.....	95
3.3. Spatial organization of topography and land uses	98
4. Conclusion.....	101

Abstract

This paper focuses on the effects of the scale transition from hillslope to the catchment scale on the hydro-sedimentary response at the annual and event scale of rivers draining catchments with chalk substratum under loess cover. To reach this end, an integrated approach was carried out, on four catchments representative of the Upper Normandy.

The scale transition from the hillslope scale to the large catchment scale means a large water supply from the chalk aquifer, increasing the runoff coefficient, from 0-5% to 0-40%. The contribution of groundwater or subsurface flow on the total rainfall amount represents 34% for the Andelle River, 29% for the Yères River, 35% for the Austreberthe River, and 3.3% for the Dun River. In this context, groundwater and/or subsurface flow appear as an efficient conveyor of water fluxes to the catchment outlet. At the opposite, the contribution of the overland flow is between three and twenty-six times smaller, with 0.45% for the Dun River, 1.71% for the Austreberthe River, 1.13% for the Yères River, and 1.53% for the Andelle River. Two temporal dynamics were also observed at the annual scale: (i) a continuous water supply from the chalk aquifer and (ii) a non-linear response of overland flow closely linked to those of sediment loads, where the major part of fluxes discharged quickly. Overland flow appears as the main conveyor of sediment fluxes with a low efficiency, unlike subsurface flow. Specific sediment load remain particularly low at the catchment scale, 14.5 t.km⁻².y⁻¹ for the Andelle River, 17 t.km⁻².y⁻¹ for the Yères River, and 2.0 t.km⁻².y⁻¹ for the Dun River.

In spite of low sediment exports, the studied catchments appear particularly reactive. From a multiple event analysis, representative lag time and amplitude of runoff and sediments peaks were extracted per catchment. The lag time to runoff peak and the lag time to sediment peak are, respectively, 4h and 6h for the Dun River, 6.5h and 6h for the Austreberthe River, 12.5h and 18h for the Yères River, and 21.2h and 28.8h for the Andelle River. The decrease in the lag time involves an increase of the magnitude of the runoff and sediment peaks. To explain this difference, a spatially distributed approach was carried out to assess the efficiency of the spatial organization of topography and land use to convolute hydro-sedimentary fluxes. From these findings, an index of hydro-sedimentary reactivity was developed. Its validity was confirmed with a good fit with the observed amplitude of runoff and sediment peaks.

1. Introduction

In the European loess belt, including Upper Normandy, the South Downs in England and Central Belgium, erosion of loamy soils has dramatically increased due to the shift towards intensive agriculture since the early twentieth century (Favis-Mortlock et al., 1997; Robinson and Sutherland, 2002). On-site, during storm events, soil surface crusting, runoff, rills and ephemeral gullies, are regularly observed (Cerdan et al., 2002a; Le Bissonnais et al., 2005), resulting in the highest observed local soil erosion rates in lowland areas in Europe (Cerdan et al., 2010). Off-site, muddy floods and flooding lead to significant damages for properties and infrastructures (Boardman et al., 2003; Ludwig et al., 1995; Verstraeten and Poesen, 1999).

On hillslopes, the topography and land use, and their spatial organization were identified in previous studies in Upper Normandy (Ludwig et al., 1995) and Central Belgium (Verstraeten and Poesen, 1999), as major factors controlling reactive processes such as concentrated flow, flooding, or muddy flood. The presence along the preferential flow pathways of high vegetation cover and vegetative filter strips can reduce overland flow velocity, prevent soil detachment, and thus limit peak discharge and sediment peak (Gumiere et al., 2011; Yuan et al., 2009).

It has been demonstrated that the spatial organization of areas producing runoff and/or erosion and the infiltrating and/or deposition areas represents the link between the field scale and the small catchment scale (Cammeraat, 2004; Cerdan et al., 2004; Yair and Kossovsky, 2002). In fact, the increase in spatial scales and in travel distances involves more opportunities for water storage and sediment trapping, limiting the connectivity between scales (Bracken et al., 2015; Fryirs, 2013). Sediments deposits are observed according to the change in topography (foot slopes, plains) and/or vegetation cover (Cerdan et al., 2002b, 2002c). Soil cover by vegetation also plays a significant role on upslope runoff with reinfiltration processes (Cerdan et al., 2004; Wainwright, 2002).

Consequently, the scale effect involves annual specific sediment yields at the catchment outlet (Delmas et al., 2012b; Laignel et al., 2008, 2006) among the lowest in Europe (Vanmaercke et al., 2011) and ten times smaller than soil erosion rates observed at plot scale. Runoff coefficient also decreases from 30-50% at local scale to 0-5% at the small catchment scale (10 km²) (Cerdan et al., 2004). Annual water and sediment budget showed that the major part of overland flow and sediments are respectively infiltrated and deposited on hillslopes by the processes described above (Delmas et al., 2012b). Based on these findings in the European Loess belt, numerous runoff and erosion models has been developed and applied at the hillslope or the small catchment scale (Cerdan et al., 2001; Takken et al., 1999; Van Rompaey et al., 2001).

In spite of this progress at the hillslope scale, there are still limitations in applying these models over large areas (100-1000 km²). Indeed, the scale transition from the hillslope scale to the large

catchment scale with a perennial stream network implies the consideration of a potential water supply from the subsurface flow (Clark et al., 2009) in particularly in Upper Normandy with the karstic chalk aquifer (Rodet, 1993). The karstification of the chalk substratum also concerns the North-East Wallonia in Belgium (Van Den Eeckhaut et al., 2007), and the South-East England (Cooper et al., 2011). In these regions, most of the studies focused on the hillslope or the small catchment response. Studies over large areas are needed to improve our knowledge of the scale transition from the hillslope to the large catchment scale.

The aim of this study is to analyze the effect of the scale transition on: (i) the hydrological and sedimentary response at the catchment outlet, (ii) the scale dependency of runoff coefficient and erosion rates, and (iii) the validity of the relationship observed on hillslopes between the hydro-sedimentary reactivity and the spatial organization of topography and land use. To this end, four catchments were studied, with topography and land use representative of the Upper Normandy and areas varying from 109 km² to 756 km².

2. Material and Methods

2.1. Study sites

The Upper Normandy is located between Northwest France and the English Channel (Figure 36). The geomorphology corresponds to vast loess plateaus with moderate elevations (<300 m), deeply dissected by the hydrographic network during the periglacial period, resulting in many drained valleys and dry small valleys with steep slopes.

The geology of the Upper Normandy is typical of sedimentary formations neighboring the English Channel. It is the same formation as the one observed in Southern of England and in the North of Belgium. The sedimentary substratum is mainly composed of Upper Cretaceous chalks (with a variable proportion of flints), covered by clay-with-flints, Tertiary sandy-clay residual deposits and loess (Hauchard and Laignel, 2008; Laignel et al., 1999; Quesnel et al., 2003).

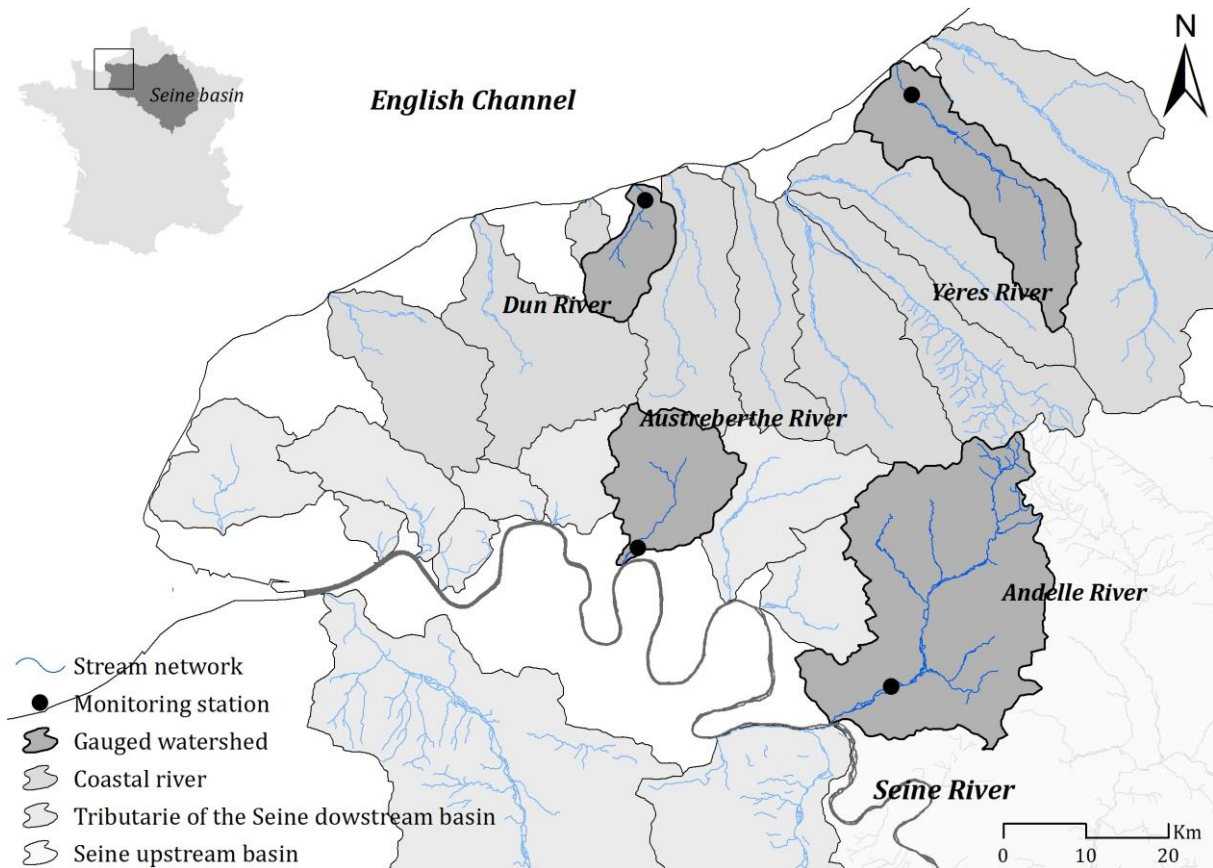


Figure 36: Location of studied rivers in the Upper Normandy with two coastal rivers of the English Channel (the Dun River and the Yères River) and two tributaries of the Seine basin (the Andelle River and the Austreberthe River).

Land uses are dominated by arable lands mainly located on plateaus. Valleys are covered by woods and grasslands. The climate is a moderate oceanic type with an annual average temperature of about 13°C. Rainfall averaged over the last 30 years range from 800 to 1100 mm, with a strong inter-annual variability (Laignel et al., 2008). Our studied is carried out on two coastal rivers of the English Channel, the Dun River (109 km²) and the Yères River (310 km²), and on two downstream tributaries of the Seine basin, the Andelle River (756 km²) and the Austreberthe River (214 km²). These rivers present the advantage to drain different areas and are representative of the geomorphological context of the region.

2.2. High frequencies measurements of rainfall, discharge, and suspended sediment concentrations

High-frequency measurements were acquired from previous works for the Andelle River, the Yères River, the Austreberthe River, and the Dun River (Laignel et al., 2008, 2006) (Figure 37). Discharge and turbidity were measured at a 30 min frequency, during one year and a half or two years, respectively for the Seine tributaries (measurement period : 2002-2003) and for the coastal rivers (measurement period : 2005-2006) (Table 4).

Table 4: Periods of high-frequency measurements for the Andelle River, the Austreberthe River, the Yères River, and the Dun River

Catchment	Area (km ²)	Start	End	Duration (y)
Andelle	756	22-02-2002	02-02-2004	1.94
Yères	310	01-02-2005	31-12-2006	1.91
Austreberthe	214	01-01-2002	13-05-2003	1.36
Dun	109	01-02-2005	31-12-2006	1.91

For each station, an automatic water sampler was coupled to the turbidity probe in order to calibrate a relationship between turbidity and suspended sediment concentration. Based on discharge and suspended sediment concentration measurements, suspended sediment fluxes for each time interval were calculated. In this study, these measurements were complemented by rainfall data, obtained with an hourly frequency from Meteo France network stations. Measurements are distributed across the whole Upper Normandy.

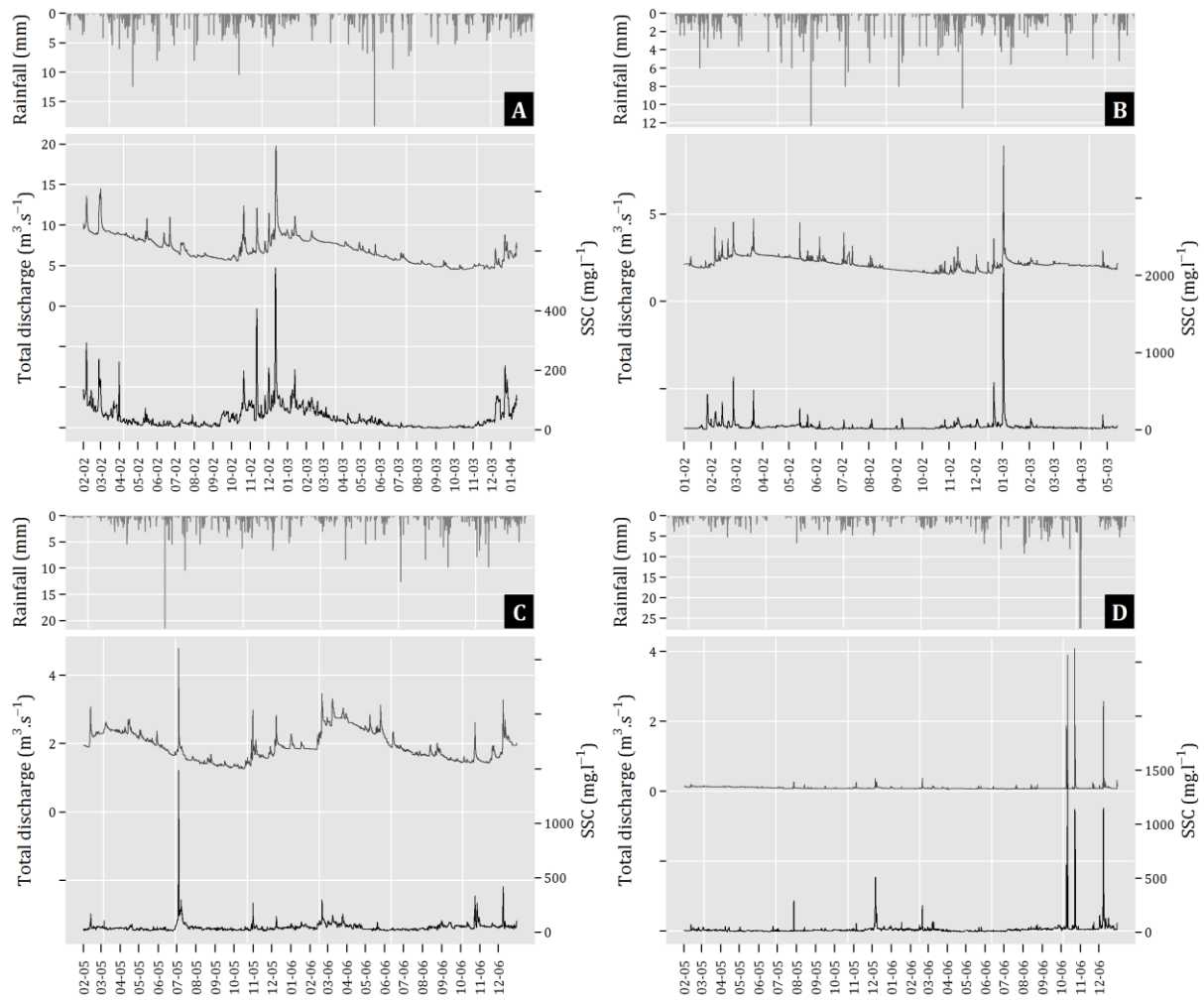


Figure 37: High-frequency rainfall, discharge and suspended sediment concentrations measurements acquired for the Andelle River (A), the Austreberthe River (B), the Yères River (C), and the Dun River (D).

2.3. Catchments hydrosedimentary response at the annual and event scale

A hydrograph separation was performed on the entire discharge time series in order to dissociate the runoff and the groundwater component. The recursive digital filter developed by [Lyne and Hollick, 1979](#) was used to this end. Baseflow was calculated according to the [Eq. \(1\)](#) and runoff is obtained by the difference between total discharge and runoff ([Eq. 2](#)).

$$Qb_i = \alpha \cdot Qb_{i-1} + \frac{1 - \alpha}{2} (Q_i - Q_{i-1}) \quad (1)$$

$$Qr_i = Q_i - Qb_i \quad (2)$$

with:

Qb_i, Qb_{i-1} : baseflow at time i and $i-1$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)

α : filter parameter

Q_i, Q_{i-1} : total discharge at time i and $i-1$ ($m^3 \cdot s^{-1}$)

Qr_i : runoff at time i ($m^3 \cdot s^{-1}$)

The filter parameter α was fixed to 0.99 and determined by a visual inspection of the different sets of hydrograph separation results, as preconized by [Nathan and McMahon, 1990](#). Discharge values are filtered three times: forward, backward, and forward. Time series of instantaneous sediment loads were also determined using total discharge and suspended sediment concentrations ([Eq. 3](#)).

$$SY_i = K \cdot \sum_{i=1}^n Q_i \cdot SSC_i \quad (3)$$

with:

SY_i : instantaneous sediment loads ($kg \cdot s^{-1}$)

K : conversion factor (-)

Q_i : total discharge ($m^3 \cdot s^{-1}$)

SSC_i : suspended sediment concentration ($mg \cdot l^{-1}$)

Based on rainfall, runoff discharge, groundwater discharge, total discharge and sediment load measurements, the hydro-sedimentary response of the rivers was characterized at the annual and event scale. First, at the annual scale, the relative partition of discharge between overland flow and subsurface flow was calculated on the whole measurement period. The sum of these contributions relative to the rainfall amount gives the runoff coefficient, i.e. the ratio between the

total discharge volume and the total rainfall volume. The difference between the total discharge volume and the total rainfall volume give the water volume infiltrated and/or evapo-transpirated. The volume and masse duration curves, i.e. the percentage of volume or masse carried out as a function of the percentage of time, were also used to explore the annual dynamic.

Second, at the event scale, the hydro-sedimentary response was examined with an event-by-event analysis. Each rainfall-runoff event was manually extracted according to the observation of the hyetograph and the hydrograph. Only rainfall events giving a hydrological response to the catchment outlet were considered. The end of a rainfall-runoff event was selected as the point where runoff ceases and baseflow begins. In the case where a second rainfall event appeared before this point, two possibilities were considered: (i) a unique runoff response is observed and both rainfall events are merged, or (ii) two runoff responses are observed and the beginning of this new event was chosen as the end of the rainfall-runoff event. Several parameters were computed for each event to describe them (Table 5). In this study, the lag time corresponds to the time from the maximum rainfall intensity to the peak discharge or sediment load peak (Gericke and Smithers, 2014). In order to compare the amplitude of runoff peaks between catchments, a linear equation $y = a \cdot x$ was fitted, for each catchment, between the runoff peak Qr_{max} and the runoff volume Vr_{tot} , and between the maximum sediment yield SY_{max} and the sediment yield SY . The slope of the fitted relationships provides an indicator of the amplitude of runoff peaks and sediment peaks.

Table 5: Hydrological and sedimentary parameters calculated for each identified rainfall-runoff event.

Variable	Description	Unit
Q_{max}	Maximum instantaneous runoff discharge	$m^3 \cdot s^{-1}$
Qr_{max}	Maximum instantaneous runoff	$m^3 \cdot s^{-1}$
V_{tot}	Total volume	m^3
Vr_{tot}	Total runoff volume	m^3
Vb_{tot}	Total baseflow volume	m^3
RC	Runoff coefficient	-
Tr_p	Lag time to runoff peak	h
Ts_p	Lag time to sediment peak	h
SY_{max}	Maximum instantaneous sediment yield	$kg \cdot s^{-1}$
SY	Sediment yield	kg

2.4. Hydrosedimentary reactivity from an analysis of the spatial organization of topography and land uses

An analysis of the spatial organization of both the topography and the land use within catchments was performed. Three components were considered to assess the efficiency of this spatial organization to convolute hydro-sedimentary fluxes: (i) the extent of the source areas of runoff and sediments, (ii) the land uses along flow path from identified sources to the stream network which inhibit or facilitate fluxes downstream conveyance, and (iii) the slope and the travel distance to transfer fluxes to the catchment outlet. Then, these components were combined in an index which describes the potential hydrological and sedimentary catchment reactivity. Data used are a DEM with 25m cell resolution for the topography and Corine Land Cover 2006 for land uses. Data processing has been carrying out in the SAGA GIS environment (Conrad et al., 2015).

In this study, the distance-area method (Clark, 1945) was adapted in order to characterize the spatial organization of areas producing runoff, based on topographic and land uses data (Figure 38). This method consists in plotting the areas contributing to runoff distribution at the watershed outlet as a function of travel distance (Figure 38B). Corine Land Cover nomenclature was simplified to distinguish between urban areas, arable lands, grasslands, forests and water areas. The arable lands, mainly consisting of open field type intensive agriculture, was hence considered as potential sources of runoff and sediments. The sum of 100m flow length vector defined as arable lands was computed giving a distance-runoff area diagram. On this diagram, the flow length class D_{peak} giving the maximum runoff area C_{peak} is determined and divided by the square root of the catchment area A . In fact, this ratio characterizes the organization of the maximum band of runoffs cells C_{peak} located at the flow distance D_{peak} within the catchment (Figure 38A) (Douvinet, 2008). High values therefore represent an optimum organization. The distance-area diagram, which considers only topography, was also computed and compared to the distance-runoff area diagram.

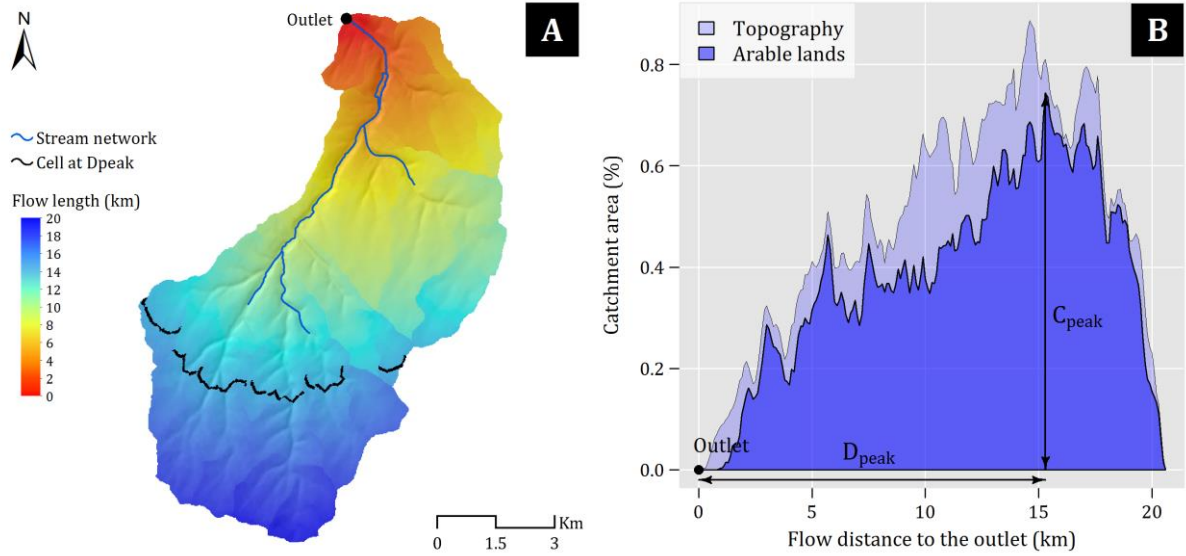


Figure 38: (A) Maximum band of contributing runoff cells C_{peak} located at equal flow length to the catchment outlet D_{peak} ; (B) Distance-area diagram considering only arable lands as sources of runoff and sediments, and distance-area considering topography.

Once C_{peak} was calculated, only lands located at a distance smaller than D_{peak} were considered and the percentage of grasslands and forests C_{trap} was determined. The effectiveness of grasslands and forests to smooth peak flow and inhibit sediment conveyance to the stream network is expected to be particularly significant for large areas drained by the river network. For this reason, the percentage of grasslands and forests was weighted by the drained area and calculated according to the Equation 4.

$$C_{trap} = \frac{\sum A_{cover}}{\sum A} \quad (4)$$

With:

C_{trap} : weighted percentage of grasslands and forests (%)

A_{trap} : drained area of cells covered by grasslands or forests with distance smaller than D_{peak} (m^2)

A : drained area covered by all cells with distances smaller than D_{peak} (m^2)

In this study, the distance from runoff areas to the catchment outlet D_{peak} and the slope of the main watercourse S were considered in order to approximate the time to peak (Gericke and Smithers, 2014).

The combination of the three components described above gives the index of hydrological and sediment reactivity (HSR) to the catchment outlet (Eq. 5). A high value of this index means a high hydrological and sedimentary reactivity during storm events.

$$HSR = \frac{C_{peak}}{A^{0.5}} \cdot \left(\frac{S}{D_{peak} \cdot (1 + C_{trap})} \right)^{0.5} \quad (5)$$

with:

C_{peak} : maximum area of runoff cells located at equal flow length D_{peak} of the catchment outlet (m^2)

A : catchment area (m^2)

S : slope of the main flow path ($m \cdot m^{-1}$)

C_{trap} : weighted percentage of grasslands and forests located less than D_{peak} (%)

3. Results and discussion

3.1. Hydrosedimentary response of catchments at the annual scale

At the annual scale, the contribution of overland flow is very low and similar between catchments, ranging from 0.45% for the Dun River to 1.71% for the Austreberthe River (Table 6). As expected, the major part of the total rainfall amount is infiltrated and/or evapo-transpired on hillslopes. But the results also show that a significant proportion of water is restituted by groundwater or subsurface flow and represents between three and twenty-six times the annual volume of overland flow. A high contribution of groundwater is observed for the Andelle River, the Yères River, and the Austreberthe River, where groundwater represents around 30% of the total rainfall amount. Consequently, the runoff coefficients are particularly high: 35.6% for the Andelle River, 30.1% for the Yères River, 36.7% for the Austreberthe River. For the Dun River, the contribution of groundwater is ten times smaller (3.3%) resulting in a lower runoff coefficient of 3.7%.

Table 6: Distribution of the total rainfall amount on the measurements periods (overland flow, groundwater and/or subsurface flow, infiltrated and/or evapo-transpirated), runoff coefficient, and specific sediment yields (SSY).

Catchment	Total rainfall (mm)	Overland flow (%)	Subsurface flow (%)	Runoff coefficient (%)	Infiltrated (%)	SSY (t.km ² .y ⁻¹)
Andelle	1593	1.53	34.1	35.6	64.4	14.5
Yères	1244	1.13	29.0	30.1	69.9	17.0
Austreberthe	1172	1.71	35.0	36.7	63.2	9.7
Dun	1395	0.45	3.3	3.7	96.3	2.0

The contribution of subsurface flow and groundwater depends on the extent, the structure and the functionality of the chalk aquifer and the existence of connections to the stream network by overflow and underflow springs in the valley bottom (Mangin, 1975). The spring's inventory realized by the French Geological Survey in Upper Normandy can provide some elements on the difference on the runoff coefficients between the Dun River and the other rivers. Only one spring is ascertained for the Dun River whereas 7 springs are observed for the Austreberthe catchment, 64 for the Yères cathment, and 99 for the Andelle catchment.

Subsurface processes appeared to be the main conveyor of water fluxes for the studied rivers in the Western Paris. These findings provide new insight on the classical relationship between the runoff coefficient and the spatial scale. For rivers draining catchments with chalk aquifer under loess cover, the runoff coefficient decreases from the plot scale to the small catchment scale, from 30-50% to 0-5%, respectively (Delmas et al., 2012b). The scale transition from hillslopes to a large catchment with a perennial stream network implies the emergence of subsurface and groundwater processes with an increase of the runoff coefficient to 0-40% (Figure 39).

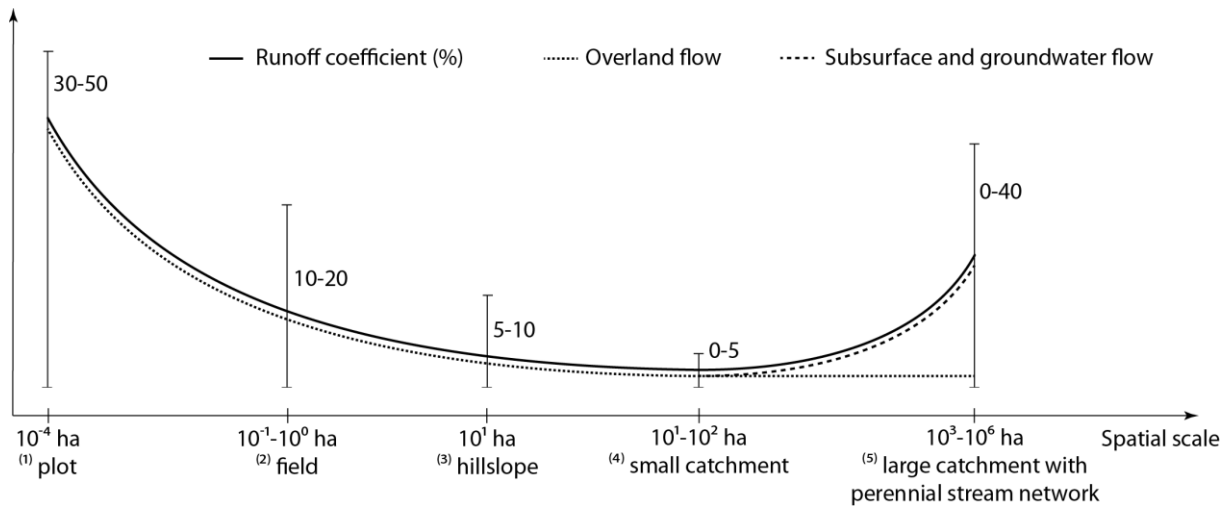


Figure 39: Theoretical relationship between runoff coefficient and spatial scale from plot scale to small catchment scale proposed by Delmas et al., 2012 and completed at large catchment scale with this study ((1) Chaplot and Le Bissonnais, 2000, Leguédou and Le Bissonnais, 2004, (2) Cerdan et al., 2004, (3) Cerdan et al., 2004, (4) Delmas et al., 2012, (5) this study).

At the catchment outlet, accurate specific sediment yields were also computed based on high frequency measurements (Table 6). The calculated specific sediment yields are 14.5 t.km⁻².y⁻¹ for the Andelle River, 17 t.km⁻².y⁻¹ for the Yères River, and 2.0 t.km⁻².y⁻¹ for the Dun River. These values confirm that the export of sediments from catchments in Upper Normandy are very low compared to other values of European catchments in the same hydro-climatic context (Vanmaercke et al., 2011). Moreover, the scale transition from the hillslope to the catchment scale also confirms a decrease of the erosion rates, from 60 t.km⁻².y⁻¹ (Delmas et al., 2012b) to 0-20 t.km⁻².y⁻¹ (this study), potentially caused by sediment storage within the fluvial corridor.

The annual dynamics of both total discharge, runoff, and sediment load are presented in Figure 40. The total discharge duration presents a nearly linear relationship, whatever the considered catchment. The percentage of water volume carried in 10% of time is low and varied from 14% for the Yères River to 19% for the Dun River (Figure 40A). At the opposite, the runoff temporal dynamic presents a non-linear relationship: 53% of runoff volume is discharged in 10% of the time for the Yères River, 62% for the Austreberthe River, 65% for the Andelle River, and 73% for the Dun River. The sediment load dynamic shows the same trend, with 34% of sediment loads exported in 10% of the time for the Yères River, 40% for the Andelle River, 54% for the Austreberthe River, and 80% for the Dun River (Figure 40B).

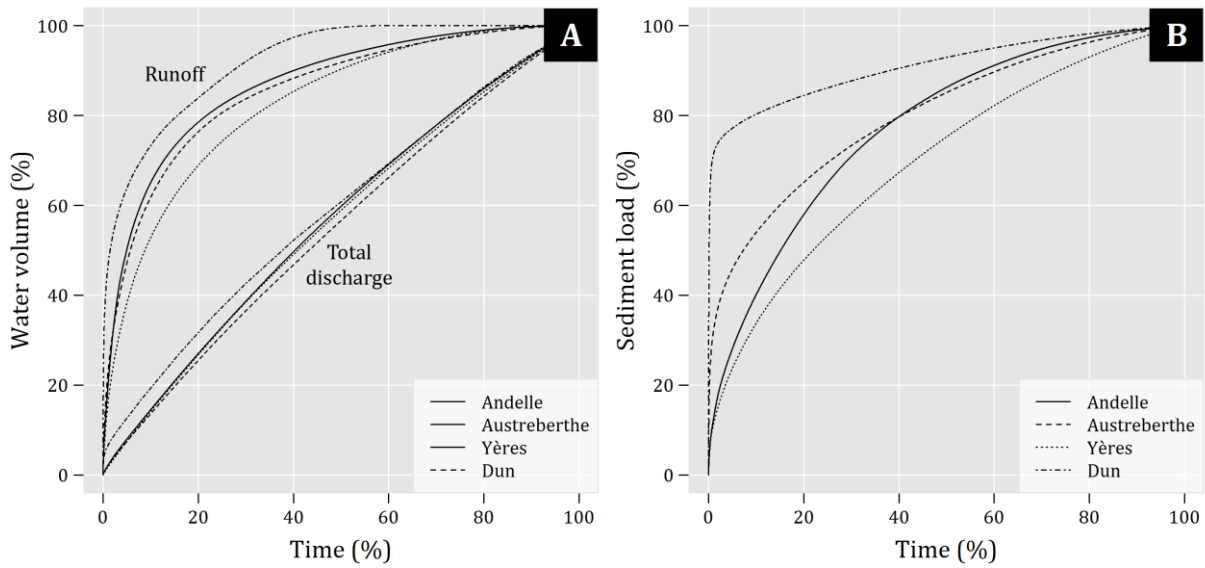


Figure 40: (A) Total discharge and runoff dynamic versus time and (B) sediment load dynamic versus time.

As previously shown, the groundwater and subsurface contributions are greater than the runoff contribution. Therefore, the total discharge dynamics corresponds to the groundwater dynamics. The nearly linear relationship can be interpreted as a continuous water supply from overflow and underflow spring. This interpretation is compatible with a previous study analyzing the spatial and temporal variations of the groundwater level from 40 boreholes spread across the Western Paris Basin (El Janyani et al., 2012). The authors indeed demonstrated that the hydrological response of the chalk aquifer is governed by processes taking place at the annual to the inter-annual time scale.

The consideration of the total discharge alone is inadequate to understand the sediment loads response for rivers in Upper Normandy. Groundwater from the karst aquifer in calcareous environments generally corresponds to sediment free spring water and involves dilution processes (Estrany et al., 2009; Heywood and Walling, 2003). Inputs of sediments are possible, in particular during flood events by the purge of karst conduits, but the overall sediment contribution of karst areas remains low (Fournier et al., 2007; Massei et al., 2006). This analysis demonstrates that the dynamics of runoff and sediment loads are closely linked according to a non-linear relationship, in which the major part of fluxes is discharged in a few time. From these findings, the understanding of the sediment response needs to focus more specifically at the storm event time scale, and only considers runoff surface as the main conveyor of sediments.

3.2. Hydrosedimentary response of catchments at event scale

The response of the catchments during rainfall-runoff events was characterized by the analysis of the lag time and the amplitude of runoff and sediment load peaks. The main rainfall-runoff events (between 42 and 62) were extracted for each catchment. These events represent between 10% and 17% of the time series duration and 14% to 17% of the total water volume (Table 7).

Table 7: Summary statistics computed for each catchment on the extracted rainfall-runoff events.

Catchment	Number of events	% Time	% Runoff	Time to runoff peak (h)	Time to sediment peak (h)	Runoff peak amplitude (s^{-1})	Sediment peak amplitude (s^{-1})
Andelle	42	17	50	21.2	28.8	0.60e-5	0.55e-5
Yères	47	18	42	12.5	18.0	1.21e-5	1.58e-5
Austreberthe	59	10	44	6.5	6.0	1.87e-5	2.47e-5
Dun	62	10	52	4	6.0	3.92e-5	4.58e-5

The lag time to runoff peak and the lag time to sediment load peak are presented in Figure 41. The median lag time to runoff peak is 4h for the Dun River, 6.5h for the Austreberthe River, 12.5h for the Yères River, and 21.2h for the Andelle River (Table 7). The sediment peaks occur later, with median lag time to sediment peak of 28.8h for the Andelle River, 18h for the Yères River, 6h for the Austreberthe River, and 6h for the Dun River. A variability of the lag time between events and for the same catchment is observed, with a coefficient of variation varying around 50% for runoff and sediment loads. These results can be explained by different soil moisture conditions, seasonal crop cover or rainfall characteristics between events (Haga and Matsumoto, 2005; Yu et al., 2000). But the consideration of a large number of events helps us to derive a median lag time representative of various seasonal conditions.

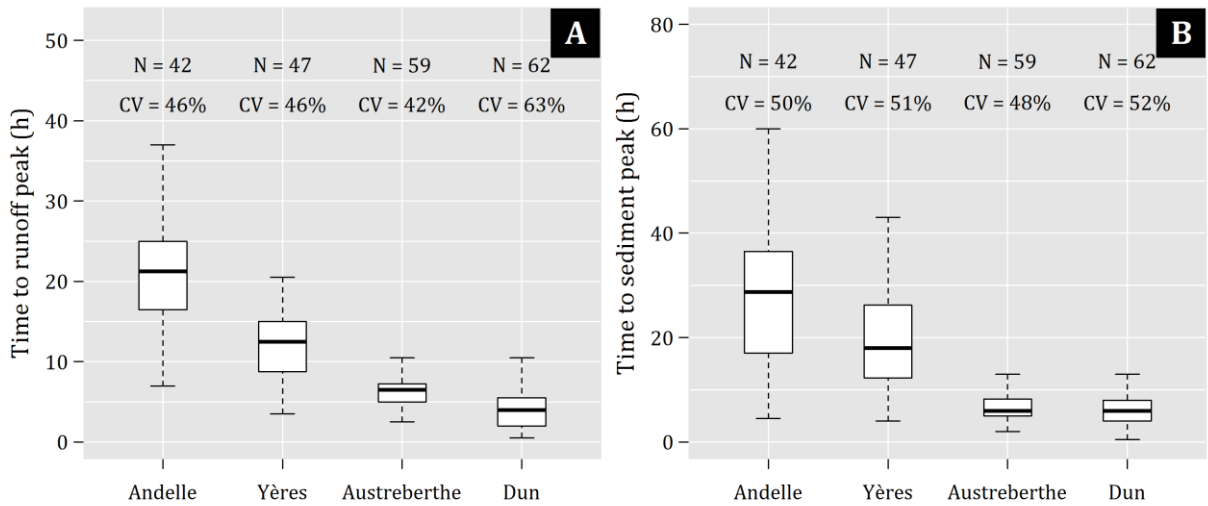


Figure 41: Boxplots representing for each catchment the range of values of time to runoff peak (A) and time to sediment peak (B) of extracted rainfall-runoff events.

In the same way, the fitted relationships between the runoff peaks and the runoff volumes, and between the sediment peaks and the sediment loads provide a representative overview of the amplitude of runoff peaks (Figure 42A) and sediment peaks (Figure 42B). The amplitude of runoff peak and sediment peak values decreases from the Dun River to the Andelle River (Table 7). It means that, for a same runoff volume and sediment load, the amplitude of runoff peaks and sediment peaks decrease from the Dun River to the Andelle River. Moreover, the amplitude of runoff and sediments peaks decrease with the lag time increase.

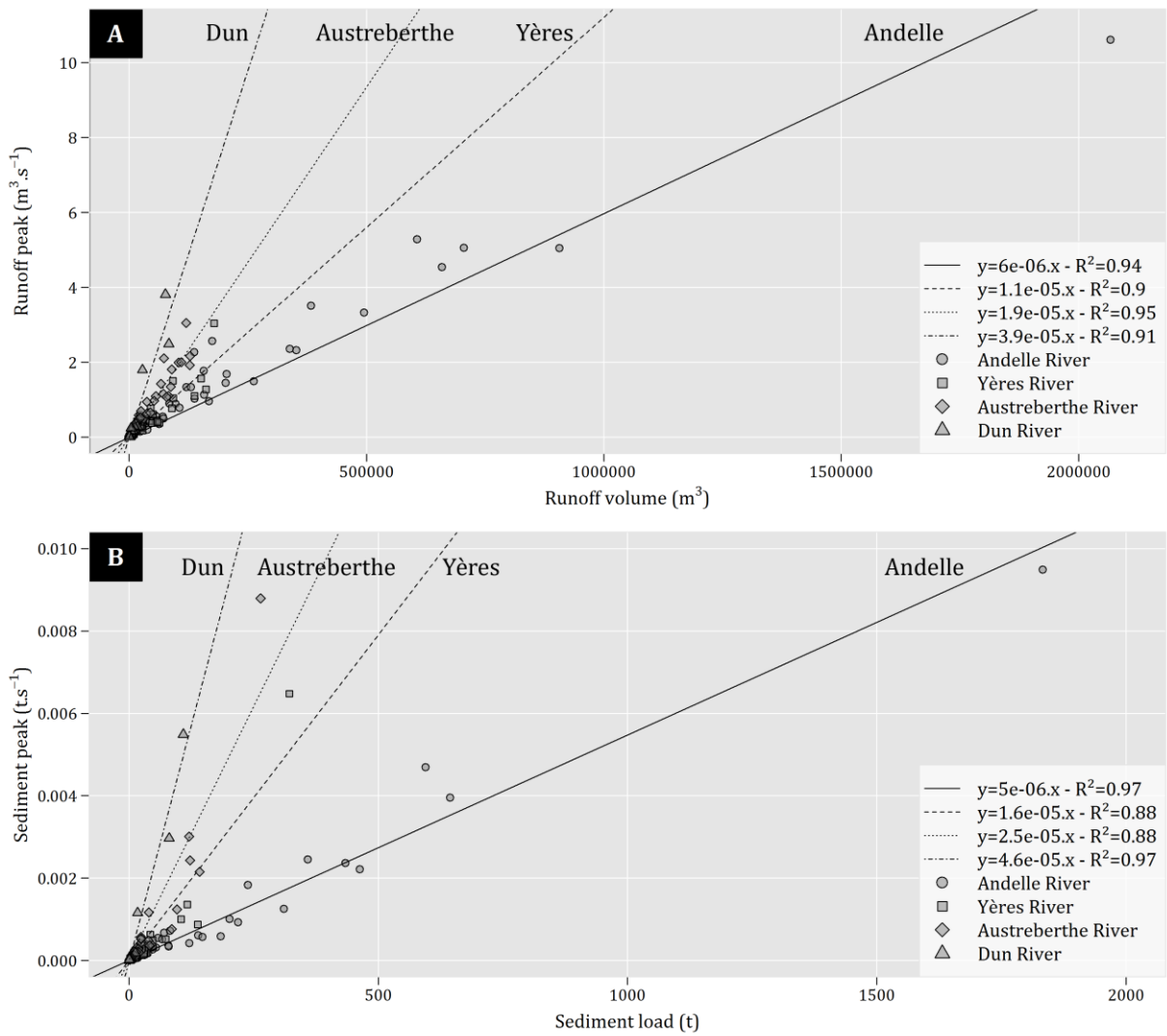


Figure 42: (A) Runoff peak versus runoff volume and (B) sediment peak versus sediment load. For each catchment, a linear adjustment was made in order to compare the magnitude of the sediment and water peaks between catchments.

The decrease of the travel distance induces a high amplitude of runoff and sediments peaks. Consequently, comparing the Andelle River (756 km^2), and the Dun River (109 km^2), the increase of time to peak can be mainly explained by the increase of the catchment area. But considering the Dun River (109 km^2) and the Austreberthe River (214 km^2), similar values were found, illustrating that the hydrological and sedimentary response not only depends on the catchment size but also on the spatial organization of areas producing runoff and sediments and the travel distances to the catchment outlet.

3.3. Spatial organization of topography and land uses

From the previous findings, an analysis of the topography and land use is performed in order to develop an index which explains the hydrological and sedimentary response of rivers observed during storm events.

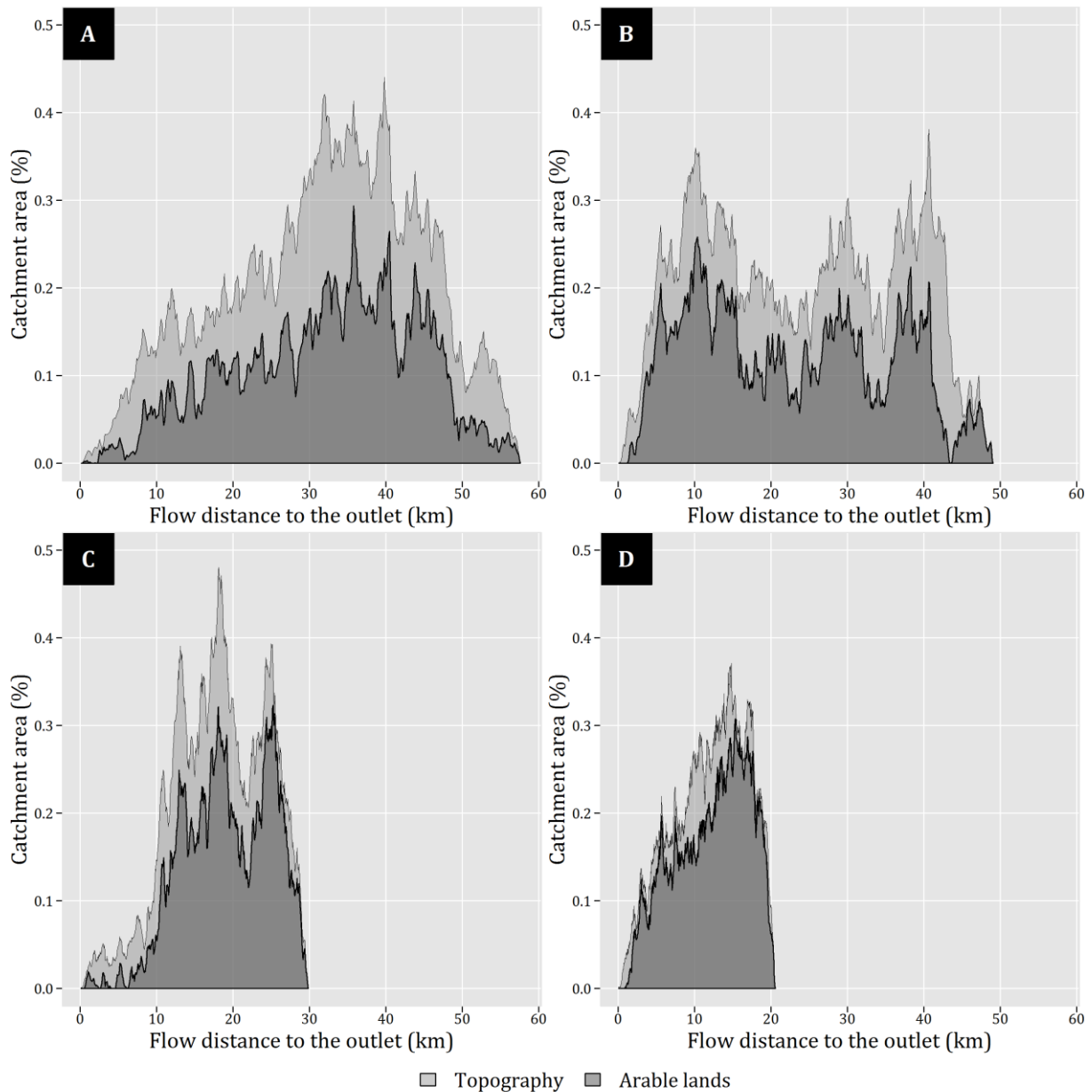


Figure 43: Distance-runoff area and distance-area diagrams for the Andelle catchment (A), the Yères catchment (B), the Austreberthe catchment (C), and the Dun catchment (D).

First, the distance-area diagrams are studied in order to evaluate the potential catchment response from the spatial organization of topography (Figure 43). The observation of the distance-area diagrams show three kinds of distribution: (i) symmetric with areas distributed on the whole range of flow length with a maximum area centered on the mean flow length for the Andelle River (Figure 43A), (ii) homogenous with also areas distributed on the whole range of flow length without evident maximum area for the Yères River (Figure 43B), and (iii) asymmetric with areas mainly distributed upstream for the Austreberthe River and the Dun River (Figure 43C and 43D). These distributions are linked to the catchment shape: almost circular for the Andelle River, elongated for the Yères River, and almost triangular for the Austreberthe River and the Dun River. Moreover, these distributions are more or less spread, depending on the flow length from the drainage divide to the catchment outlet. In spite of a catchment size two times smaller than the Andelle River (756 km²), similar maximum values of flow distance are observed for the Yères River (310 km²), with 57.8 km and 48.9 km, respectively. The Austreberthe River and the Dun River present values clearly smaller with 29.8 km and 20.5 km. From this topographic analysis, the amplitude of peak flow is expected to be particularly important for the Austreberthe River and the Dun River with the combination of two aggravating factors: an asymmetric distribution of areas and a short flow distance from the divide to the catchment outlet. Because of a longer flow distance and areas spread across the whole range value of flow distances, a lower amplitude is expected for the Yères River and the Andelle River.

Obviously, these behaviors must be modulated according to the spatial organization of arable lands, as source of runoff and sediments, and the spatial organization of grasslands and forests along the main flow paths, which smooth runoff response and inhibit downstream conveyance to the stream network. The comparison of the distance-area diagram and the distance-runoff area diagram shows that the distribution of arable lands follows the distribution of the topography. Some differences of amplitude are observed between catchments depending on the percentage of arable lands observed at the catchment scale: 50% of the catchment area for the Andelle catchment, 57% for the Yères catchment, 65% for the Austreberthe River, and 79% for the Dun River. But in most cases, arable land dominates the land uses for each flow distance class and in particular for critical flow distances where the major part of the catchment areas is located. The ratio $C_{peak}/A^{0.5}$, which characterizes this distribution within the catchment, is particularly high for the Dun River, the Austreberthe River and the Andelle River, with values of 77, 79, and 69 respectively (Table 8). For these catchments, areas for the critical flow distances are mainly cover by arable lands. At the opposite, lower value is observed the Yères River, with 46, because of a topography distributed on the whole range of flow distance, as previously demonstrated.

Table 8: The index of hydrological and sediment reactivity (HSR) decomposed according to different components characterizing the runoff and sediment continuum. A : catchment area, C_{peak} : maximum band of runoff cells, S : slope of the main water course, D_{peak} : distance from C_{peak} to the catchment outlet, C_{trap} : weighted percentage of grasslands and forests, HSR : index of hydro-sedimentary reactivity.

Catchment	A (km ²)	$\frac{C_{peak}}{A^{0.5}}$ (-)	S (m/km)	D_{peak} (km)	C_{trap} (%)	HSR (-)
Andelle	756	69	3.89	35.8	71	0.017
Yères	310	46	4.82	10.4	68	0.023
Austreberthe	214	79	5.56	25.2	52	0.030
Dun	109	77	7.31	15.3	63	0.042

On the main flow paths, land use emphasizes the contrast between on the one hand, the Dun River and the Austreberthe River, and on the other hand, the Yères River and the Andelle River. The weighted percentage of grasslands and forest reaches 63% for the Dun River, 52% for the Austreberthe River, 68% for the Yères River, and 71% for the Andelle River (Table 8). The slope of the main channel decreases from 7.31 m/km for the Dun River to 3.89 m/km for the Andelle River, associated with the increase of the length of the main channel, from 15.3 km to 35.8 km. Therefore, delivery processes are expected to decrease from the Dun River to the Andelle River where the association of the increase of travel distance and the percentage of grasslands and forests offer more opportunities to reduce flow velocity, water storage, and sediment trapping.

Finally, from this analysis of the three main components of the sediment continuum, the sources of runoff and sediments, infiltration/deposition along the flow paths and travel distance, the index HSR synthesizes the hydrological and sediment response of the studied catchments. As expected, the Dun River presents the highest HSR value (0.042) followed by the Austreberthe River (0.030), the Yères River (0.023) and the Andelle River (0.017). The validity of the proposed index is demonstrated by a good adjustment with the amplitude of runoff and sediment peaks (Figure 44).

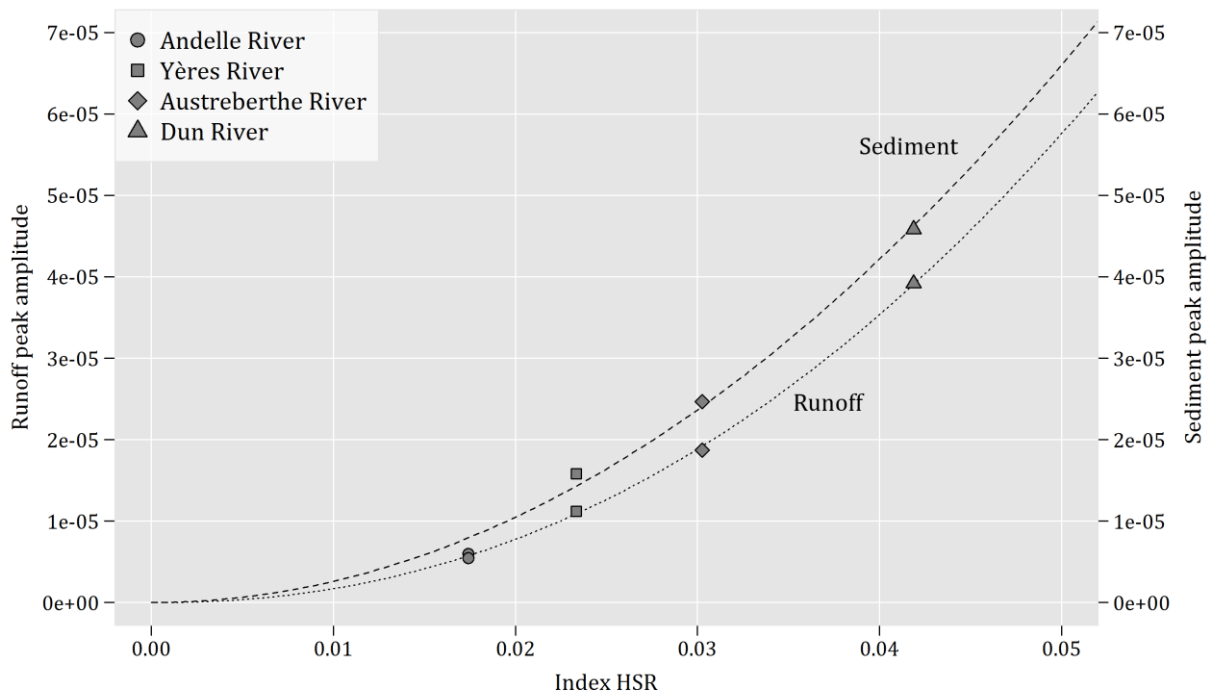


Figure 44: Relationship between the index of hydrological and sediment reactivity (*HSR*) and the amplitude of observed runoff and sediment load peaks.

4. Conclusion

The aim of this study was to focus on the effects of the scale transition, from the hillslope to the catchment scale, on the hydrological and sedimentary response of rivers in Upper Normandy, and more generally of rivers draining catchments with karstic chalk substratum under loess cover. To this end, an integrated approach was carried out on four catchments representative of the Upper Normandy, combining high frequency measurements of rainfall, discharge and suspended sediment concentration measurements and a spatially distributed approach to explore the spatial organization of topography and land use.

First, the scale transition from the hillslope scale to the large catchment scale demonstrates a large water supply from the chalk aquifer. Annual water balance reveals that overland flow represents only 0.45% for the Dun River, 1.71% for the Austreberthe River, 1.13% for the Yères River, and 1.53% for the Andelle of the total water discharge. Conversely, the contribution of groundwater or subsurface flow represents between three and twenty-six times the annual runoff volume, with 34% for the Andelle River, 29% for the Yères River, 35% for the Austreberthe River, and 3.3% for the Dun River. In Upper Normandy, as in many regions in the European loess belt, the geomorphology corresponds to vast loess covered calcareous plateaus strongly dissected by

the hydrographic network. In this context, the karstic chalk aquifer appears to be the main conveyor of water fluxes at the annual scale. Conceptually, the scale transition from the hillslope scale to the catchment scale implies an increase of the runoff coefficient, from 0-5% to 0-40%, respectively. The analysis of the annual dynamics of groundwater has demonstrated a continuous water supply from the chalk aquifer. Conversely, the dynamics of overland flow and sediment load are closely linked. Indeed, the major part of the fluxes are quickly discharged. This study confirms that the sediment export of catchments in Upper Normandy are particularly low, with $14.5 \text{ t.km}^{-2}.\text{y}^{-1}$ for the Andelle River, $17 \text{ t.km}^{-2}.\text{y}^{-1}$ for the Yères River, and $2.0 \text{ t.km}^{-2}.\text{y}^{-1}$ for the Dun River. This study also confirms that the scale transition from the hillslope to the catchment scale results in a decrease of soil erosion rates, comparing values found on hillslopes in previous studies.

Second, from these findings, the consideration of the total discharge alone is inadequate to understand the sediment response for rivers in Upper Normandy. We need to focus on the storm event scale and to consider only surface runoff as the main conveyor of sediments. From the main rainfall events, representative lag time and amplitude of runoff and sediments peaks were extracted for each of the four studied catchments. The lag time to runoff peak and the lag time to sediment peak are, respectively, 4h and 6h for the Dun River, 6.5h and 6h for the Austreberthe River, 12.5h and 18h for the Yères River, and 21.2h and 28.8h for the Andelle River. The decrease in the lag time involves an increase of the magnitude in the runoff and sediments peaks. The spatially distributed approach helped us characterizing the efficiency of the spatial organization of topography to convolute hydro-sedimentary fluxes. Three components were considered and combined in an index of hydro-sedimentary reactivity at the catchment. The validity of this index was demonstrated with a good fit between index values and the observed amplitude of runoff and sediment peaks. This result also demonstrates no effect of the scale transition on the relationship observed on hillslopes between the amplitude of runoff and sediment peaks and the spatial organization of topography and land use. In future works, this index could be used for sediment loads modeling, especially for a regionalization procedure for catchments in Upper Normandy and in the European loess belt.

Chapter 4: Assessment of representative mean specific sediment loads for gauged and ungauged rivers in the Western Paris Basin

Contents

- 1. Introduction 106
- 2. Material and methods 109
 - 2.1. Study site..... 109
 - 2.2. Discharge and SSC measurements 112
 - 2.3. Description of the WSRC model..... 112
 - 2.4. Models calibration and evaluation 118
 - 2.5. Index of hydro-sedimentary reactivity based on a spatially distributed approach..... 119
 - 2.6. Regionalization of mean SY and uncertainties 121
- 3. Results and discussion 122
 - 3.1. Models efficiency to predict specific sediment loads 122
 - 3.2. Robustness of models parameters 123
 - 3.3. Hydro-sedimentary reactivity of catchments 125
 - 3.4. Establishment of a regional relationship and uncertainties..... 127
 - 3.5. Mean specific sediment loads of catchments in the Western Paris Basin..... 129
- 4. Conclusion..... 131

Abstract

In the Western Paris Basin, as in many parts of the world, the lack of suspended sediment concentration (*SSC*) measurements in rivers at high temporal resolution and over several years prevents the quantification of representative mean values of sediment exports.

To estimate missing values of *SSC*, the classical sediment rating curve is used as temporal extrapolation method but often involved large errors on the calculation of sediment fluxes. In this context, the aim of this study was to develop a temporal and spatial extrapolation method to quantify sediment load of gauged and ungauged rivers over a large period (1990-2012) in order to propose a cartography of mean specific suspended sediment yields of all rivers in the Western Paris Basin.

To reach this aim, the sediment rating curve was improved with a weighted function considering the position of each discharge value on hydrograph. The performance of the sediment rating curve and the proposed model were tested by cross-validation. Results showed that the addition of this weighted function greatly improves the prediction of sediment loads by preventing under and over-estimation. The number of calibration parameters was reduced from two for the sediment rating curve to one for the proposed model. This parameter varies slightly from one year to another and may be computed with few years of measurements. Moreover, this parameter is physically linked to an index of hydro-sedimentary reactivity combining spatial organization of topography and land use, slope and flow path distance to the catchment outlet. A relationship, valid for the regional context, was developed to extrapolate the proposed model for ungauged catchments. The uncertainties associated with this relationship were quantified by Monte-Carlo method. In average, the bias on predicted sediment loads varies from +32% to -24% with a 90% confidence interval. In the Western Paris Basin, the mean specific sediment yields obtained vary from 2.7 to 55.8 t.km⁻².y⁻¹.

1. Introduction

The quantification of soil erosion rates (SE, $\text{t.km}^{-2}.\text{y}^{-1}$) and sediment yield (SY, t.y^{-1}) or specific sediment yield (SSY, $\text{t.km}^{-2}.\text{y}^{-1}$) is an essential component to quantify and understand the impact of human activities on landscape evolution and to establish a sustainable management of soil and water resource, water quality and aquatic habitat. In many cultivated areas, like the western Paris Basin, land cover change, land consolidation, hedge clearance, or the drainage of valley bottoms result in accelerated soil erosion rates (Cerdan et al., 2010; O'Connell et al., 2007; Tarolli and Sofia, 2015) and off-site consequences, such as fine sediment transfer to the stream network (A.L. Collins and Walling, 2007; Walling and Amos, 1999). The fine sediment can deteriorate water quality (Shields et al., 2010) and degrade aquatic habitats (Packman and Mackay, 2003; Steiger et al., 2005) through pollutants adsorbed on the fine fractions, such as heavy metal, nutrient, organic contaminant or pesticide (Kronvang et al., 2003; Walling et al., 2003; Ballantine et al., 2009).

Despite the existence of these environmental issues, quantification of soil erosion rates and sediment yield of watersheds is rarely realised, mainly because of technical and financial constraints. In river, the quantification of SY needs to measure discharges (Q) and suspended sediment concentrations (SSC) at high temporal resolution and over several years in order to obtain realistic mean values (Delmas et al., 2009; Gay et al., 2014; Ludwig and Probst, 1998). However, most catchments around the world are not gauged (Isik, 2013). In Europe, sediment gauging network focuses mainly on large river systems (Vanmaercke et al., 2011). Moreover, for these gauging stations, the sampling frequency of SSC is usually low (monthly or even larger time scale), insufficient to describe the daily or sub-daily variation of SSC and to calculate meaningful SY (Meybeck and Moatar, 2012; Walling and Webb, 1981). Based on SSC-Q samples, researchers has developed a large range of approaches to estimate missing SSC from Q. Numerous studies compare their performances and try to define an optimal sampling strategy for SY calculation (Littlewood, 1995; Moatar and Meybeck, 2005; Phillips et al., 1999; Quilbé et al., 2006; Worrall et al., 2013; Zamyadi et al., 2007).

The most popular extrapolation method is the sediment rating curve $SSC = aQ^b$ which corresponds to a power law adjusted between SSC and Q samples. However, a considerable degree of scatter between SSC and Q is generally observed (Harrington and Harrington, 2013; Horowitz, 2003; Walling, 1977b). The scatter can be related to the water and sediment travel rate and distance, and temporal and spatial storage-mobilization-depletion processes of available sediment (Williams, 1989). These changes in sediment availability result in so-called hysteresis effects and explain the observed scatter on SSC-Q plots (Aich et al., 2014; Asselman, 1999). Attempts have been made to correct the rating curve by correction factors (Ferguson, 1986; Koch and Smillie, 1986), or to reduce the scatter by subdividing the rating curve according to the season

or rising and falling stage conditions (Asselman, 2000; Delmas et al., 2011; Walling, 1977a), or median discharge (Raymond et al., 2013). Sediment storage can be considered by adding a function to the rating curve (Doomen et al., 2008; Picouet et al., 2001; VanSickle and Beschta, 1983). Another approach, proposed by the IRCA model, consists in using the discharge dynamic to construct a sediment storage function (Delmas et al., 2011). Other approaches have been developed to take into account processes responsible of hysteresis effects (Eder et al., 2010; Morehead et al., 2003).

However, the increasing model complexity generally increases data and parameter calibration requirements. To extrapolate to rivers with no SSC measurements, the transfer of model parameters calibrated in gauged rivers into ungauged rivers is a major issue. This procedure, which is called regionalization, can be realized according to the regression-based approach (Heng and Suetsugi, 2014). More precisely, it consists in developing relationships between catchment descriptors and each empirical model parameter. This approach was carried out for the sediment rating curve (Heng and Suetsugi, 2014; Isik, 2013; Zhang et al., 2012) as several authors have shown that the regression parameters have physical meanings (Horowitz, 2003; Syvitski and Morehead, 2000). But for a given station, the analysis on long time series of Q-SSC measurements showed a high variability of the a and b coefficients through time (Morehead et al., 2003; Yang et al., 2007). The application of a unique set of parameters per station involves large errors on suspended sediments loads (Harrington and Harrington, 2013; Horowitz, 2003). Therefore, other new model using a unique set of parameters compatible with temporal and spatial extrapolation must be developed.

Furthermore, relationships between catchment descriptors and SY or SE has been studied for a long time (Ludwig and Probst, 1998; Milliman and Syvitski, 1992; Raux et al., 2011; Summerfield and Hulton, 1994) and led to the development of regional regression models (De Vente et al., 2013). At the global scale, several factors, such as climate, relief, lithology and catchment area, has been identified as major controlling factors of SY for large river systems ($> 10\,000\text{ km}^2$) (Syvitski and Milliman, 2007). But for medium ($10\,000 - 100\text{ km}^2$) and small catchments ($< 100\text{ km}^2$), trends with a high dispersion or no trend are generally observed between SY and classical factors (Vanmaercke et al., 2014, 2011). Consequently, the use of these factors for the regionalization of SY provides usually poor results and needs to combine other approaches (Heng and Suetsugi, 2014).

Recent advances in hydrological and sediment connectivity have greatly improved our knowledge on runoff and sediment transfer within a catchment, by considering areas producing runoff and sediments, transfer and travel distance, and possibilities of storage (Bracken et al., 2015; Cerdan et al., 2004; Fryirs, 2013). From these findings, numerous authors proposed several indices of connectivity in order to resolve the sediment delivery problem between gross erosion

on hillslopes and sediment fluxes at the catchment outlet (Ali and Roy, 2010; Gay et al., 2016; Vigiak et al., 2012). The organization of the runoff and sediment continuum also affects the lag time and the magnitude of peak discharge and peak suspended sediment concentration measured at the catchment outlet (Bracken and Croke, 2007; Haga and Matsumoto, 2005). These linkages were previously studied in the Western Paris Basin and led to the development of an index of hydro-sedimentary reactivity (Landemaine et al., submitted). But the use of this index as a factor in regionalization procedure has not yet been investigated.

In this context, the aim of this study is to develop a temporal and spatial extrapolation method to quantify suspended sediment loads of gauged and ungauged rivers over a large time period (1990-2012) in order to propose a cartography of mean specific suspended sediment loads of all rivers in the Western Paris Basin. The sediment rating curve was improved by adding a weighted function based on the analysis of discharge dynamic. In a first time, the performances of prediction of the sediment rating curve and those of the proposed model are compared, based on Q-SSC high frequency measurements on five catchments in the Western Paris Basin. These catchments drain areas varying from 93 km² to 65 000 km² and are representative of the Western Paris Basin in terms of morphology, lithology, and land use. In a second time, a regional relationship is established, between the parameter of the proposed model and an index of hydro-sedimentary reactivity at the basin scale. Finally, sediment loads are computed and discussed for a long time period (1990-2012) for the twenty-four catchments in the Western Paris Basin.

2. Material and methods

2.1. Study site

The western Paris Basin (Figure 45) consists of vast plateaus with moderate elevation (< 300m) strongly dissected by the hydrographic network (Laignel, 2003). The geomorphology is contrasted on both sides of the River Seine. North of the river, the plateaus are disrupted by many deeply drained valleys and dry valleys. Eight tributaries drain areas ranging from 152 km² to 756km² (Table 9). In northeastern part of the Seine, the geomorphology is similar with numerous coastal rivers which flow to the English Channel. South from the River Seine, the plateaus are more monotonous and less dissected, with only two tributaries draining large areas of 6078 km² and 2313 km², respectively.

The geology is typical of the northwest Europe with a sedimentary substratum mainly composed of Upper Cretaceous chinks (more or less rich in flints), covered by clay-with-flints, Tertiary sandy-clay residual deposits and Quaternary loess deposits (Hauchard and Laignel, 2008; Laignel et al., 2002a, 1999; Quesnel et al., 2003). Due to the high agronomic potential of loess deposits, land use consists mainly of intensive agriculture located on plateaus (Table 9). The slopes are covered with woods and the bottom of the valley are cultivated and/or in grassland.

The climate is the moderate oceanic type, with an annual average temperature of about 13°C. The annual rainfall ranging from 550 to 1100 mm, with a high inter-annual variability (Evrard et al., 2010b). The geological and climatic context is favorable to: (i) the karstification of the chalk substratum (Rodet, 1993), and (ii) the erosion of loamy soils (Le Bissonnais et al., 1998). Groundwater coming from the chalky karst aquifer represents a large proportion of the total streamflow of rivers, as shown by the high values of the baseflow index (Table 9). During storm events, groundwater quality is frequently degraded because of loess deposits are particularly sensitive to runoff and erosion, and sediment eroded can be intercepted by sinkholes (Chédeville et al., 2014; Fournier et al., 2008; Laignel et al., 2004), involving high turbidity of groundwater. The hydrological reactivity of most of these catchments is high, with a time response of a few hours (Landemaine et al., submitted; Laignel et al., 2006). Muddy floods and inundations are regularly observed, causing important damages for numerous villages (Souchère et al., 2003b).

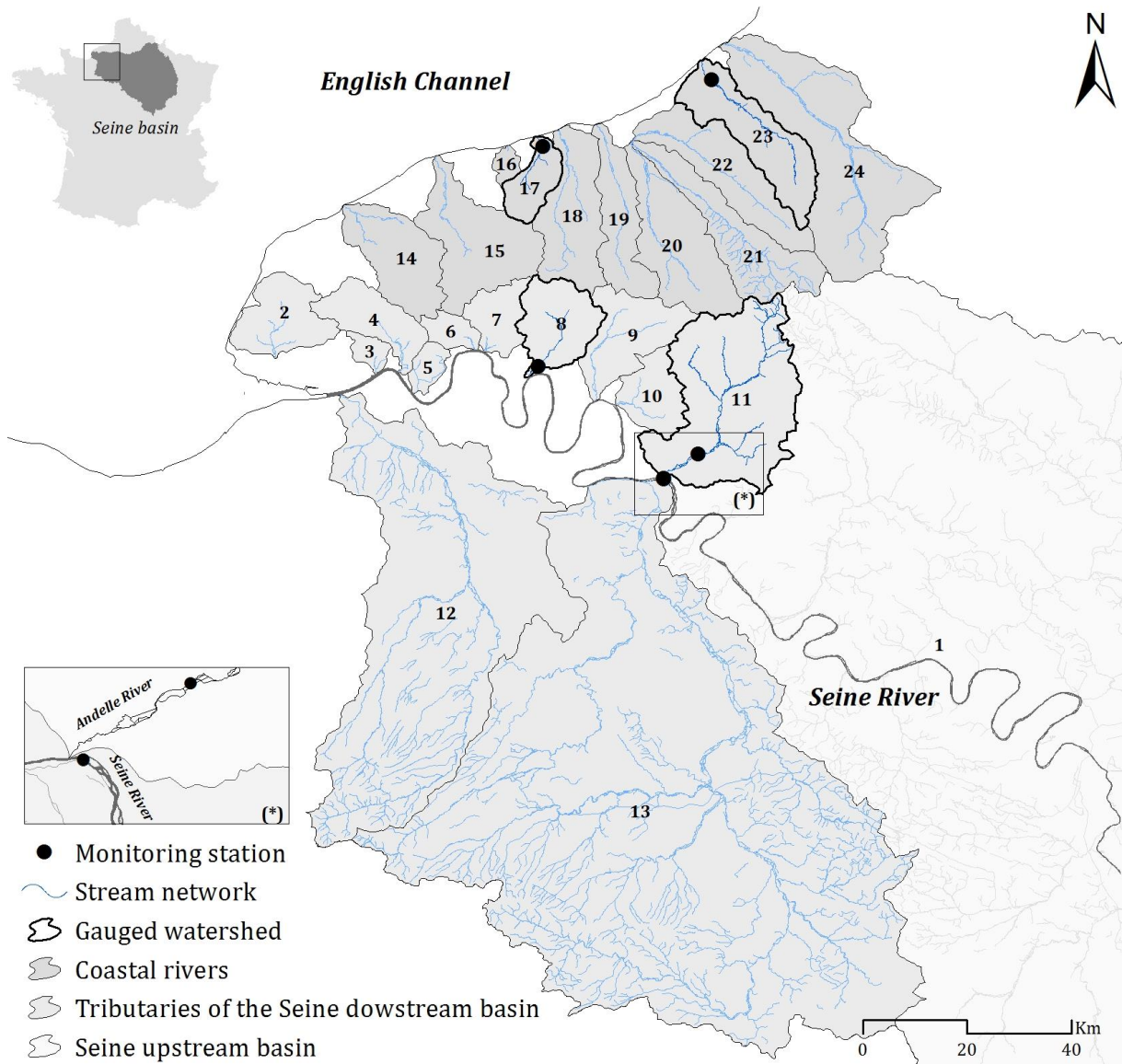


Figure 45: Location of the study site, the Western Paris Basin composed by the coastal rivers of the English Channel and the tributaries of the Seine downstream Basin. Each number refers to a catchment which properties area detailed in Table 1. (*): inset map showing the gauging station of the Andelle River and the Seine River.

Table 9: Morphological, land cover and hydrological characteristics of the catchments in the Western Paris basin: drainage area A , slope of the main water course S , percentage of arable lands Ara , percentage of grasslands and forests $Grass$, mean discharge Q_{mean} , maximum discharge Q_{max} , and baseflow index BFI .

Hydrographic region	ID	Bassin	A (km ²)	S (m.km ⁻¹)	Ara (%)	Grass (%)	Q_{mean} (m ³ .s ⁻¹)	Q_{max} (m ³ .s ⁻¹)	BFI (-)
Seine upstream basin	1	La Seine*	65000				490.7	2282.4	0.75
Tributaries of the Seine downstream basin	2	La Lézarde	211	5.18	67	12	1.9	13.7	0.92
	3	La Brouisseriesse	40	-	-	-	-	-	-
	4	Le Commerce	176	3.70	57	32	0.3	5.4	0.82
	5	Le Theluet	51	-	-	-	-	-	-
	6	La Sainte-Gertrude	59	8.99	52	44	4.3	29.5	0.95
	7	La Rançon	120	-	-	-	-	-	-
	8	L'Austreberthe*	214	5.56	65	29	2.3	15.3	0.94
	9	Le Cailly	246	5.20	47	41	3.1	11.1	0.94
	10	L'Aubette et le Robec	152	-	-	-	-	-	-
	11	L'Andelle*	756	3.89	51	46	6.2	21.1	0.94
	12	La Risle	2313	2.08	53	44	13.6	112.0	0.85
	13	L'Eure	6078	1.07	67	26	23.9	143.4	0.86
	Coastal rivers of the English Channel	14	La Valmont	364	3.73	74	19	3.2	12.5
15		Le Durdent	366	3.65	73	22	4.0	16.4	0.95
16		La Veules	28	-	-	-	-	-	-
17		Le Dun*	109	7.31	79	14	0.3	6.1	0.84
18		La Saâne	301	4.13	73	22	2.8	40.6	0.93
19		La Scie	221	3.90	68	27	2.2	8.7	0.91
20		La Varenne	362	4.73	48	49	3.1	12.3	0.91
21		La Béthune	319	4.12	36	60	4.2	38.3	0.82
22		L'Eaulne	318	4.63	60	37	3.2	12.7	0.90
23		L'Yères*	310	4.82	57	40	3.1	12.2	0.91
24		La Bresle	762	3.16	53	40	7.7	25.2	0.93

*: Catchments with high frequency of Q-SSC measurements over several years

-: Catchments not considered in this study because of the absence of discharge measurements

2.2. Discharge and SSC measurements

Suspended sediment concentrations were collected on two coastal rivers in southeastern Channel (the Dun and the Yères Rivers) and two tributaries of the Seine River (the Austreberthe and the Andelle Rivers) in a previous study (Laignel et al., 2008, 2006). The Seine River, upstream the dam Poses, is also integrated to this study in order to validate our model on a large catchment (Table 10). These watersheds drain different catchment sizes from 93 km² for the Dun River to 65 000 km² for the Seine River. Measurements were acquired every 30 min over periods of two to nine years. In order to be compatible with extending records of daily discharge available for gauged and ungauged catchments in the western Paris basin, measurements were aggregated at a daily scale.

Table 10: Rivers, station locations, drainage areas and measurement periods of discharges (Q) and suspended sediment concentrations (SSC) for the studied rivers.

River	Location	Q	SSC
Seine	Upstream the Poses dam	1975 - 2012	1996 - 2004
Austreberthe	Saint-Paër	1966 - 2012	2002 - 2008
Dun	Bourg-Dun	1995 - 2012	2005 - 2007
Yères	Touffreville-sur-Eu	1978 - 2012	2005 - 2007
Andelle	Radepont	1973 - 2012	2002 - 2004

2.3. Description of the WSRC model

In this study, the proposed model, which is called weighted sediment rating curve (WSRC), corresponds to a sediment rating curve with a weighted function W (Table 11, Eq. 1). The performance of this model is compared to the sediment rating curve (SRC), classically used as a reference in sediment load modeling (Asselman, 2000) (Table 11, Eq. 2).

Table 11: The mathematical expression of the weighted sediment rating curve (WSRC) and the sediment rating curve (SRC).

Method	Name	Mathematical expression
WSRC	Weighted sediment rating curve	$SSC_i = a \cdot Q_i^b \cdot W_i$ $W_i = 1 - \exp\left(\frac{q_i}{Qb_i}\right)$ (1)
SRC	Sediment rating curve	$SSC_i = a \cdot Q_i^b$ (2)
SSC_i	Suspended sediment concentration (mg.l ⁻¹) at time i	
Q_i	Total streamflow (m ³ .s ⁻¹) at time i	
a, b	Coefficients	
W_i	Weighted function (dimensionless) at time i	
q_i	Filtered runoff (m ³ .s ⁻¹) at time i	
Qb_i	Baseflow (m ³ .s ⁻¹) at time i	

From a mathematical viewpoint, the SRC model uses the total discharge signal to reconstruct the suspended sediment concentration signal. This expression means that the suspended sediment concentration corresponds to the proportion of baseflow and runoff, which is not clearly evident. Indeed, a previous study in the Western Paris demonstrate that runoff surface is the main conveyor of sediments (Landemaine et al., submitted) and groundwater coming from the karst aquifer mostly corresponds to sediment-free spring water (Acornley and Sear, 1999; Berrie, 1992; Heywood and Walling, 2003), the proportion of baseflow overestimates its real contribution of sediments, and consequently, underestimates the contribution of runoff. Moreover, the SRC model provides a single value of suspended sediment concentration per discharge value, whatever the position of discharge value on the hydrograph. A different weight should be attributed for each hydrological conditions (flood peak, rising or falling limb, or low flow), with high weights for flood peaks and low weights for low flow. Moreover, consecutive flood peaks should have a decreasing weight due to sediment depletion processes.

The function W is designed to improve the limitations of the sediment rating curve in: (i) correcting the contribution of baseflow and runoff, (ii) weighting each discharge value based its position on the hydrograph, and (iii) accounting for sediment depletion processes and therewith limiting under and over estimation of the predicted SSC. The different steps of the calculation of the weighted sediment rating curve are detailed below.

Step 1: Baseflow separation and flood peaks detection

The total streamflow is separated into runoff and baseflow according to the recursive digital filter from (Lyne and Hollick, 1979). The baseflow is calculated according to the Equation 3 and runoff is obtained by the difference between total streamflow and baseflow (Eq. 4) (Figure 46A).

$$Qb_i = \alpha \cdot Qb_{i-1} + \frac{1 - \alpha}{2} (Q_i - Q_{i-1}) \quad (3)$$

$$Qr_i = Q_i - Qb_i \quad (4)$$

with:

Qb_i, Qb_{i-1} : baseflow ($m^3.s^{-1}$) at time i and $i-1$

α : filter parameter

Q_i, Q_{i-1} : total streamflow ($m^3.s^{-1}$) at time i and $i-1$

Qr_i : runoff ($m^3.s^{-1}$) at time i

A value of 0.925 was chosen for the filter parameter α after a visual inspection of the different sets of hydrograph separation results, as preconized by Nathan and McMahon, 1990. Discharges values are filtered three times: forward, backward and forward.

Then, flood peaks are extracted. The statistical definition of flood peak, i.e. a value greater than a return time period, is not sufficient in this study. Little peak discharge can also provoke sediment peak. Consequently, flood peaks are extracted based on filters applied on the time series. At first, a peak is defined when the discharge value Q_i is greater than Q_{i-1} and Q_{i+1} , and greater than the mean discharge \bar{Q} . A second filter is then applied to discriminate flood peaks based on the analysis of three criteria: (i) antecedent runoff values, (ii) runoff value, and (iii) ratio between runoff and baseflow. For each criterion, the maximum of the probability density function defines a threshold which separates potentially unreal and real flood peaks. Finally, a flood peak is defined as the value exceeding each threshold (Figure 46A).

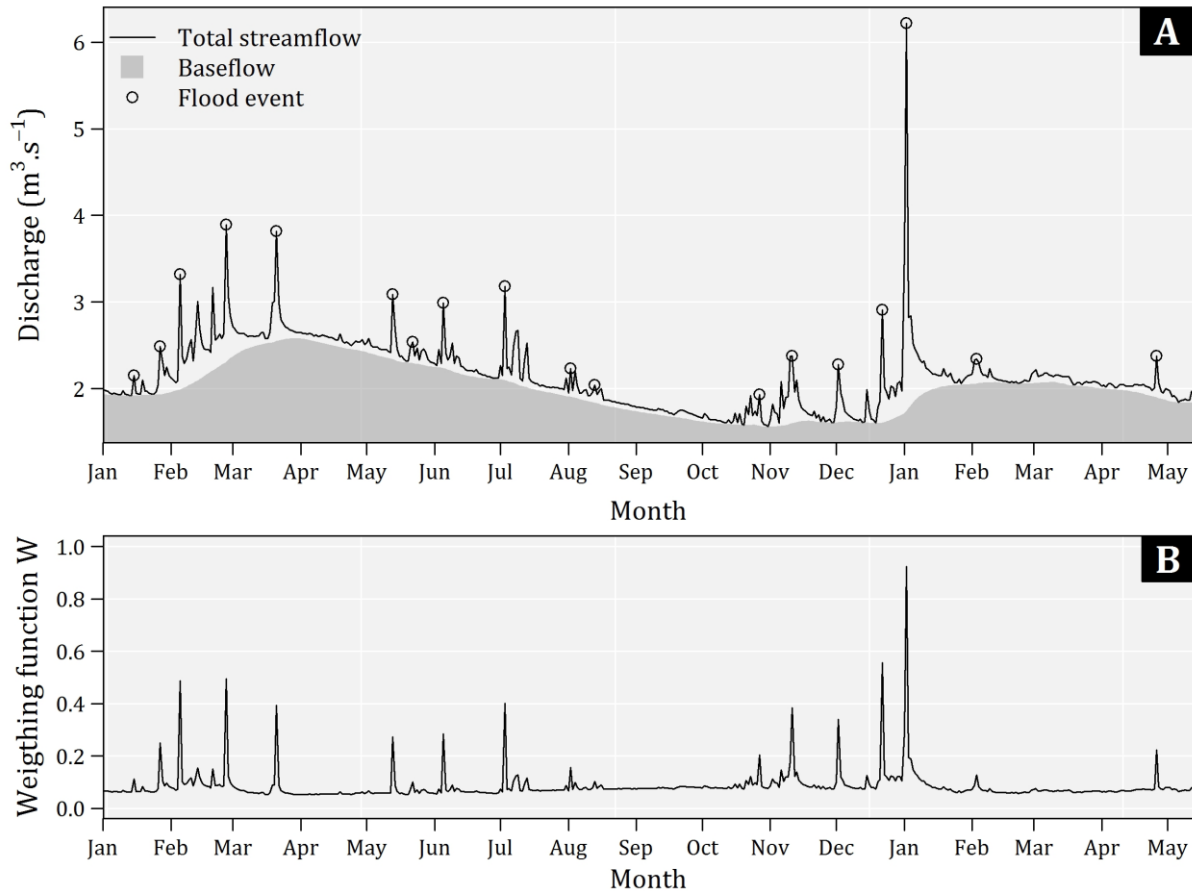


Figure 46: Schematic representation of (A) the total discharge, the baseflow, and the identified flood events, and (B) the weighting function.

Step 2: Runoff filtering

The baseflow separation involves runoff values close to 0, during low flow, when stream discharge is exclusively due to the groundwater. The associated weight W is close to 0 and the application of the Equation 1 causes very low suspended sediment concentration. Conversely, the baseflow separation causes runoff peaks which do not correspond to flood peaks and involve high SSC . Runoff is filtered in order to (i) affect a sufficient weight during low flow, and (ii) attenuate the weight of peaks which do not correspond to flood events. A recursive filter is thus applied on runoff Qr (Eq. 5). For flood peaks, runoff values are conserved (Eq. 6). The obtained signal is called filtered runoff q .

$$q_i = q_{i-1} + \alpha \cdot (Qr_i - Qr_{i-1}) \tag{5}$$

$$q_i = Qr_i \quad \text{for flood peaks} \tag{6}$$

In this study, the α coefficient corresponds to the degree of attenuation and the value 0.25 was chosen as the compromise between attenuation – conservation of runoff dynamic. The runoff value used to initialize the recursive filter must be not too high, otherwise q_i is higher than Qr_i for flood peaks. Based on this constraint, the optimum runoff value corresponds to the maximum runoff value giving a perfect fit between q_i and Qr_i for flood peaks.

Step 3: Weighting function

Based on q_i and Qb_i , the weighted function W is calculated according to the [Equation 1](#) ([Figure 46B](#)). This function takes the form $1 - \exp(x)$ in order to control the weight within the interval $[0; 1]$. Flood events are close to 1 whereas low flow periods are close to 0. The lowest weights calculated for consecutive floods in February and in July ([Figure 46B](#)) illustrate how this function takes into account sediment depletion.

Step 4: Computation of the coefficients a and b

The coefficients a and b in the [Equation 1](#) ensure the conversion of the weighting function and Q into SSC . A graphical method was developed to find the coefficients a and b ([Figure 47](#)). On the SSC - Q plot, a domain bounded by the maximum discharge Q_{max} , extracted over a long time period (1990-2012), and maximum suspended sediment concentration SSC_{max} is defined ([Figure 47 47A, 47B and 47C](#)).

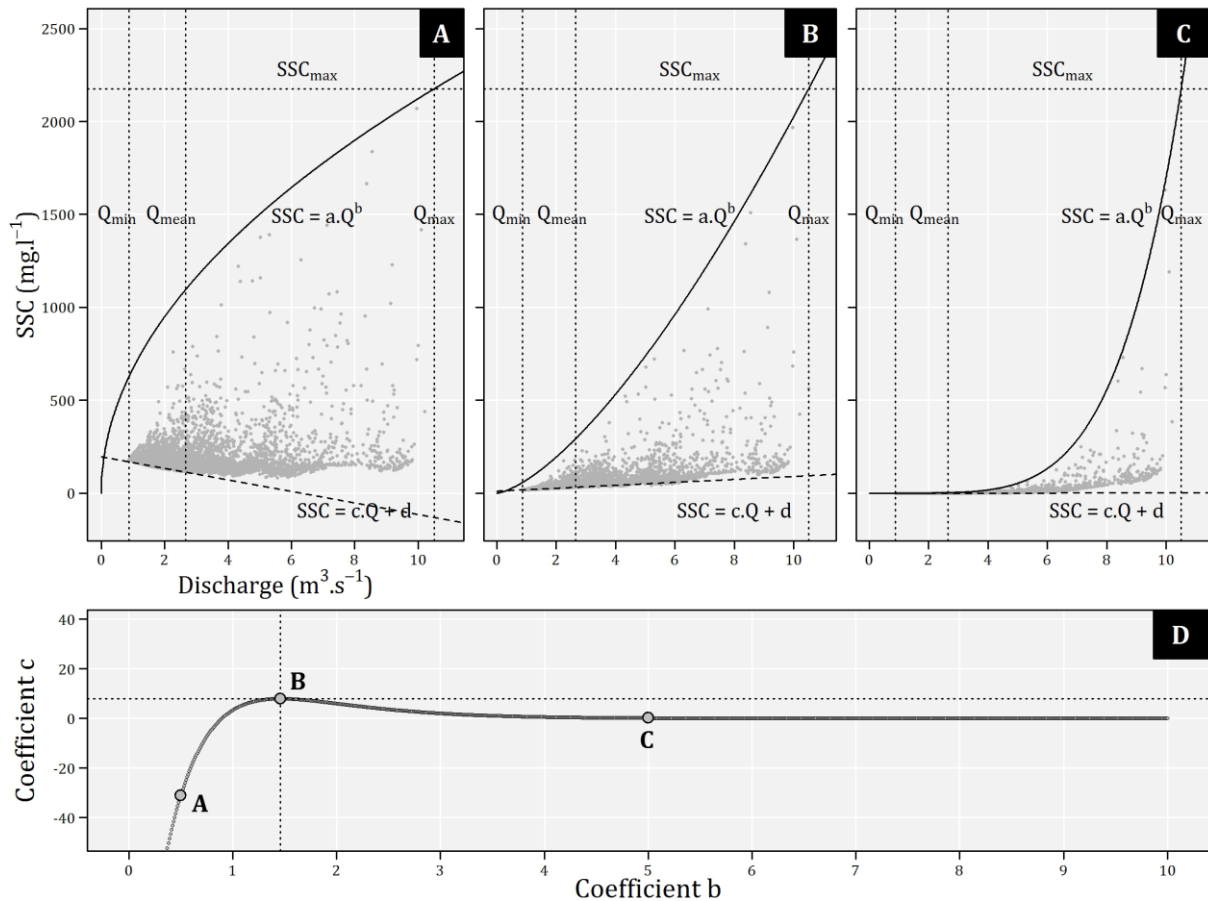


Figure 47: Schematic representation of the calculation of the coefficients a and b in the WSRC model. Rating curves $a.Q^b$ with b coefficient varying from 0.01 to 10 are considered and converge to the point $[Q_{max}; SSC_{max}]$. For each rating curve, a linear regression $SSC = c.Q + d$ is performed between minimum estimated SSC and observed Q during low flow $[Q_{min}; Q_{mean}]$. (A) Rating curve with $b=0.5$. (B) Optimum rating curve with $b=1.46$. (C) Rating curve with $b=5$. (D) c values associated to b values varying from 0.01 to 10. The optimum b coefficient corresponds to the maximum value of the associated c coefficient.

Theoretically, the maximum suspended sediment concentration predicted by the WRC model corresponds to SSC_{max} in the case where the weight associated to Q_{max} is equal to one. SSC_{max} is the only parameter to calibrate in the WSRC model and its determination is detailed in the Point 3.3. Next, several rating curves $a.Q^b$, which converge to the point $[Q_{max}; SSC_{max}]$, are considered in varying the coefficient b by 0.01 between 0.01 and 10. The coefficient a is deduced according to the Equation 7.

$$a = \frac{SSC_{max}}{Q_{max}^b} \quad (7)$$

For each b value (and associated a value), SSC are estimated according to the Equation 1 (Figure 47A, 47B, and 47C). If b value is too low, predicted SSC during low flow [$Q_{min}; Q_{mean}$] are overestimated (Figure 47A). At the opposite, if b value is too high, predicted SSC during low flow are underestimated (Figure 47C). To find a compromise and a unique solution, we make the assumption that predicted SSC during low flow must increase for the increasing of Q . To this end, Discharge values, and the associated suspended sediment concentrations, lower than the mean discharge are spread into several classes. The minimum suspended sediment concentration of each discharge class is extracted. Next, a linear regression with a form $SSC = c \cdot Q + d$ is performed between these extracted values (Figure 47A, 47B, and 47C). The coefficient c expresses the relationship during low flow between suspended sediment concentration and discharge. The variation of the coefficient c is first negative for values of the coefficient b close to 0 (Figure 47D). Then, it becomes positive to a maximum and decreases to be close to 0. The optimum coefficient b corresponds to the maximum value of the coefficient c . With this method, the determined coefficients a and b prevent under and over estimation of SSC during low flow.

2.4. Models calibration and evaluation

First, SRC model and WSRC model are calibrated with the entire dataset available from each river in order to compare the prediction on annual SSY from both methods. Concerning the SRC model, the a and b coefficients are determined by a non-linear least square regression between Q and SSC measurements (Eq. 8) in order to avoid the bias when using linear least square regression (Asselman, 2000).

$$SSC = a \cdot Q^b \quad (8)$$

For the WSRC model, the “baseline adjusted” form of the index of agreement d'_1 proposed by Legates and McCabe, (1999) is used as an optimization criterion and is defined as follows (Eq. 9):

$$d'_1 = 1.0 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n |Q_{S_{pred_i}} - Q_{S_{obs_i}}|}{\sum_{i=1}^n |(Q_{S_{pred_i}} - \overline{Q_{S_{obs}}}) + (Q_{S_{obs_i}} - \overline{Q_{S_{obs}}})|} \right) \quad (9)$$

where $Q_{S_{obs_i}}$ is the observed sediment discharge, $Q_{S_{pred_i}}$ the predicted sediment discharge, and $\overline{Q_{S_{obs}}}$ the baseline value of the time series against which the WSRC model is to be compared. In

our case, the baseline value corresponds to sediment discharge during low flow, i.e. the median value of sediment discharge of the time series. The interpretation of d'_1 is similar to R^2 because it ranges from 0.0 to 1.0.

The Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) is used to evaluate the adjustment on the observed annual specific sediment yield SSY_{obs} versus the predicted annual specific sediment yield SSY_{pred} plot around the line 1:1 (Eq. 10). Moreover, the Root Mean Square Error ($RMSE$) is used to quantify the dispersion between SSY_{obs} and SSY_{pred} (Eq. 11).

$$NSE = 1.0 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (SSY_{obs_i} - SSY_{pred_i})^2}{\sum_{i=1}^n (SSY_{obs_i} - \overline{SSY_{obs}})^2} \right] \quad (10)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (SSY_{pred_i} - SSY_{obs_i})^2} \quad (11)$$

Second, a cross-validation is realized in order to study the robustness of the parameters from both models. For each river, records of Q and SSC were divided into periods of one year. Then, one year of measurements is used to calibrate the parameters and these parameters are applied on one year for validation. This step is repeated several times in order to test all the possibilities. As previously, NSE and $RMSE$ are used as criteria to assess the prediction of SSY for calibration and validation. Based on different values of model parameters per gauged river, the coefficient of variation (CV) is used to assess the robustness of parameterization.

2.5. Index of hydro-sedimentary reactivity based on a spatially distributed approach

The magnitude of the peak discharge and suspended sediment concentration depends on the spatial organization of runoff and sediment continuum within the catchment. In this context, the index of hydro-sedimentary reactivity, developed in a previous study (Landemaine et al., submitted), was used in order to extrapolate SY calculation method for ungauged rivers. This index describes the potential hydro-sedimentary reactivity of a catchment in considering three components: (i) the maximum extent of the source areas of runoff and sediments located at equal distance of the catchment outlet, (ii) the land uses along flow path from identified sources to the stream network which inhibit or facilitate fluxes downstream conveyance, and (iii) the slope and the travel distance to the catchment outlet.

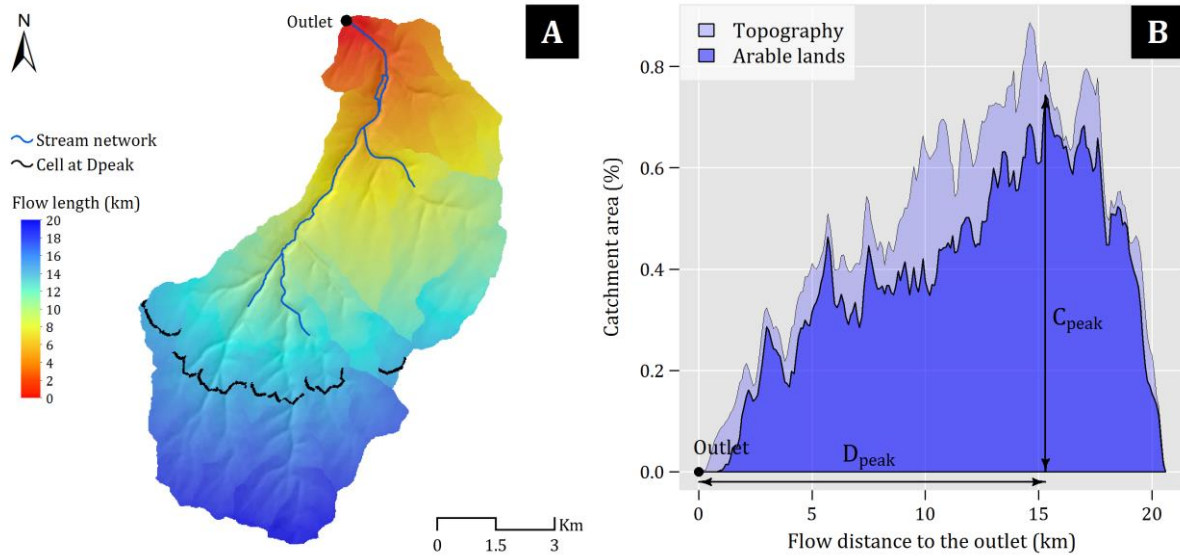


Figure 48: (A) Maximum band of contributing runoff cells located at equal flow length to the catchment outlet; (B) Distance-contributing area diagram considering only arable lands as sources of runoff and sediments and distance-area considering all land uses (Landemaine et al., submitted).

First, the maximum extent of areas producing runoff and sediment is assessed with the distance-area method. This method consists in plotting the distribution of areas contributing to runoff at the watershed outlet as a function of flow distance (Figure 48B). Corine Land Cover nomenclature is simplified in five classes: urban areas, arable lands, grasslands, forests and water. Arable lands are considered as potential sources of runoff and sediments. On the distance-runoff area diagram, the flow length class D_{peak} giving the maximum runoff area C_{peak} is determined (Figure 48A and 48B). Then, C_{peak} is divided by the square root of the catchment area A . This ratio characterizes the organization of the maximum band of runoffs cells C_{peak} located at the flow distance D_{peak} within the catchment.

Then, only land use less than D_{peak} are considered and the percentage of grasslands and forests weighted by the drained area C_{trap} is calculated. Last, the slope of the maximum flow distance from the divide to the catchment outlet is computed. The combination of the three components described above gives the index of hydrological and sediment reactivity (HSR) to the catchment outlet (Eq. 12). High value of this index means a high hydrological and sedimentary reactivity during storm events, and inversely.

$$HSR = \frac{C_{peak}}{A^{0.5}} \cdot \left(\frac{S}{D_{peak} \cdot (1 + C_{trap})} \right)^{0.5} \quad (12)$$

with:

C_{peak} : maximum area of runoff cells located at equal flow length D_{peak} of the catchment outlet (m^2)

A : catchment area (m^2)

S : slope of the main flow path ($m \cdot m^{-1}$)

C_{trap} : weighted percentage of grasslands and forests located less than D_{peak} (%)

2.6. Regionalization of mean SY and uncertainties

In the regression approach, a mathematical expression is developed between the model parameter SSC_{max} and the index of hydrosedimentary reactivity (HSR) from gauged catchments in order to calibrate the proposed model for ungauged catchments. Different relationships are tested (linear, polynomial, and logarithmic fitting functions). The optimal function gives the best fit, i.e. the maximum value of the coefficient of determination.

The validity of the proposed equation is then checked. The SSC_{max} parameter is calculated from each gauged catchment using this equation. Then, Monte-Carlo techniques were used in order to quantify the uncertainties for different time periods, from one to twenty month. For each considered time period and each gauged river, monthly observed sediment loads SY_{obs} and associated monthly predicted sediment loads SY_{pred} are randomly selected and the percent bias $PBIAS$ (Eq. 13) between SY_{obs} and SY_{pred} are calculated. This step is repeated a thousand time in order to obtain robust confidence interval of $PBIAS$ values.

$$PBIAS = 100 \times \frac{(\sum_{i=1}^n SY_{pred_i} - \sum_{i=1}^n SY_{obs_i})}{\sum_{i=1}^n SY_{obs_i}} \quad (13)$$

3. Results and discussion

3.1. Models efficiency to predict specific sediment loads

The sediment rating curve (SRC) and the weighted sediment rating curve (WSRC) models were fitted based on the entire dataset of Q and SSC measurements available for each gauged rivers. SSC were estimated from both models and SY were computed per year and compared to the observed SSY (Figure 49).

For the SRC model, a moderate dispersion of SSY values is observed around the line 1:1 (Figure 49A). The model underestimates low values of SSY ($< 15 \text{ t.km}^{-2}\text{.y}^{-1}$) for the Andelle and the Austreberthe rivers. For high values of SSY ($> 15 \text{ t.km}^{-2}\text{.y}^{-1}$), both underestimation and overestimation are observed for the Seine and the Austreberthe rivers. This dispersion explains that NSE and RMSE values reached 0.86 and $2.63 \text{ t.km}^{-2}\text{.y}^{-1}$, respectively.

The WSRC model improves the prediction of annual SSY with a limited dispersion around the line 1:1 (Figure 49B). NSE value increases to 0.97, RMSE value decreases to $1.10 \text{ t.km}^{-2}\text{.y}^{-1}$ and no tendency to under or over-estimate is observed. The fitted SSC_{max} varies between catchments, depending on the suspended sediment peaks of the time series of measurements: 5350 mg.l^{-1} for the Dun River, 4110 mg.l^{-1} for the Austreberthe River, 2890 mg.l^{-1} for the Yères River, 2160 mg.l^{-1} for the Andelle River, and 410 mg.l^{-1} for the Seine River.

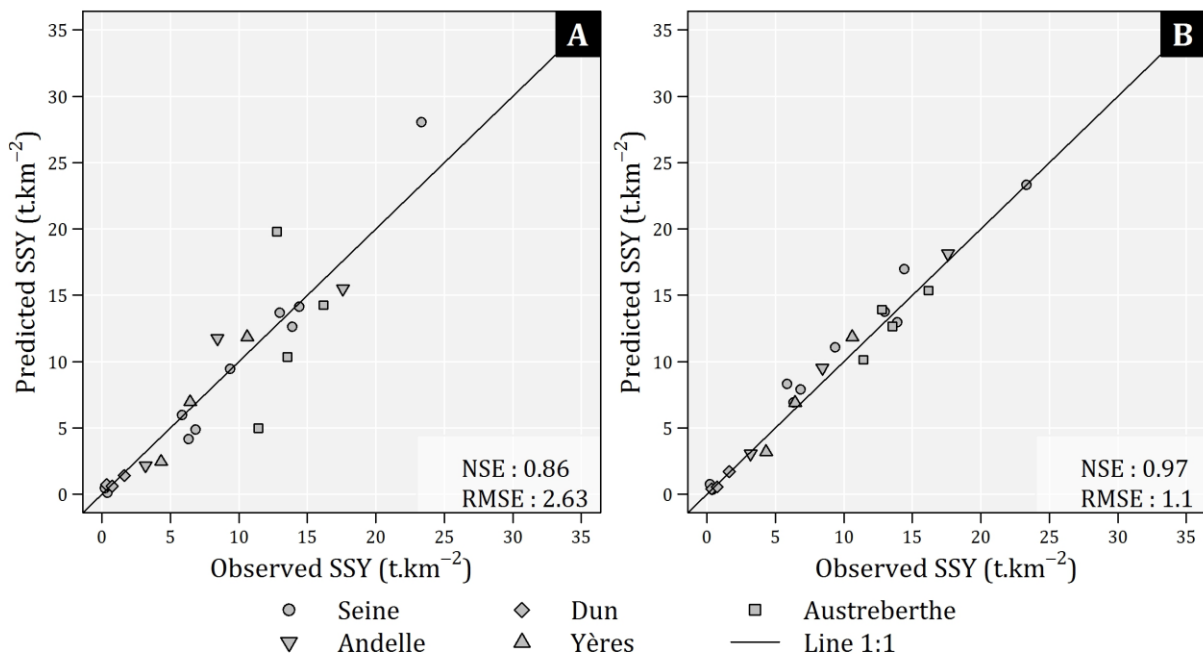


Figure 49: Observed annual specific sediment yields versus predicted annual specific sediment yields from (A) the SRC model and (B) the WSRC model, for gauged catchments from 2 to 8 years of Q-SSC measurements.

3.2. Robustness of models parameters

Cross-validation was performed in order to test the robustness of model parameters and results for calibration and validation from both models are presented in the [Figure 50](#). The calibration per year greatly improves the performance of the SRC model with NSE and RMSE value of 0.99 and 0.64 t.km⁻².y⁻¹, respectively ([Figure 50A](#)).

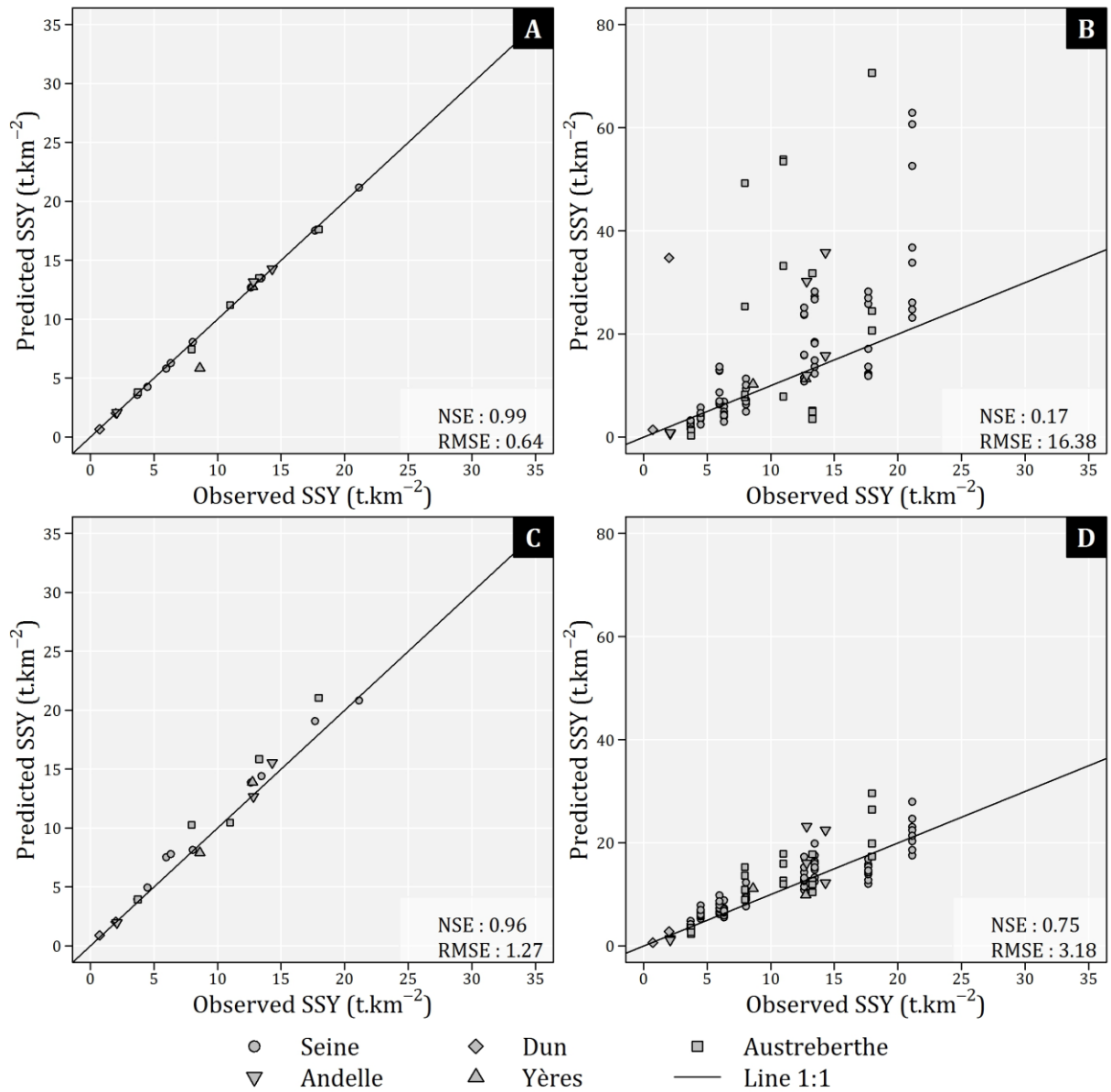


Figure 50: Observed annual specific sediment yields versus predicted annual specific sediment yields calculated by cross-validation for the SRC and WSRC model; (A, B) Calibration and validation for the SRC model; (C, D) Calibration and validation for the WSRC model.

However, the application of SRC parameters on years for validation provide poor results, with NSE value of 0.17 and RMSE value of 16.4 t.km⁻².y⁻¹ (Figure 50B). The SRC model performs a strong overestimation and/or an underestimation of SSY, whatever the considered catchment, and led to a high dispersion around the 1:1 line. In fact, the application to a period of one year involves a calibration with specifically fitted parameters corresponding to a specific sediment transport regime. This high variability is highlighted by the analysis of the coefficient of variation of the parameters *a* and *b* calibrated per year (Figure 51). The *a* parameter, allowing the conversion of *Q* into *SSC* (Syvitski and Morehead, 2000), varies considerably, from 126 % from the Austreberthe River to 252% for the Yères River. The *b* parameter, representing the slope of the relationship (Meybeck and Moatar, 2012), also varies from 19 % for the Seine River to 109 % for the Dun River.

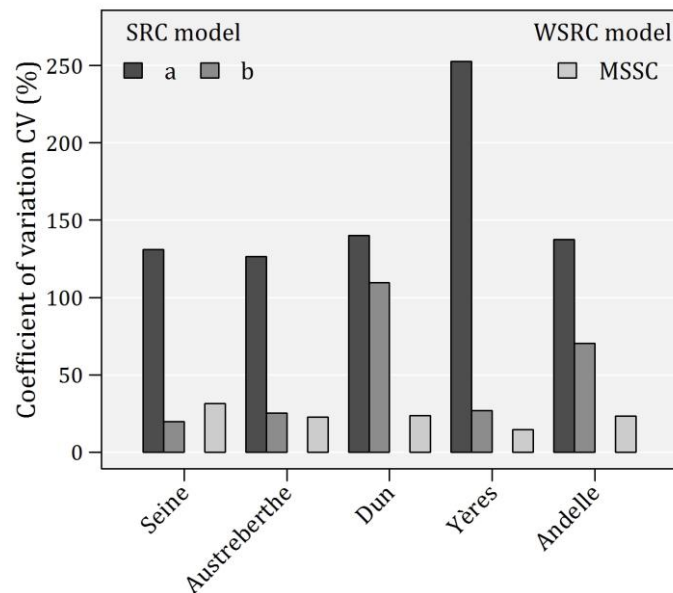


Figure 51: Coefficient of variation of the *a* and *b* parameters, and the SSC_{max} parameter from the calibration per year for the SRC model and the WSRC model.

Consequently, the application of an uncorrected power law outside the calibration period involves underestimation and/or overestimation of *SSC*, and large errors on the prediction of *SSY* (Figure 50B). Thus, cross-validation for the SRC model shows that the calibration per year improves the prediction performance comparing to the calibration on the entire time series (Figure 49A), but reduced the application of SRC model parameters on validation period. Furthermore, the problem of the SRC model is to compute a unique *SSC* value per *Q* value whereas the relation between *Q* and *SSC* varies spatially and temporally (Delmas et al., 2011). For this reason, an unique set of parameters, adjusted on the entire time series provides generally large errors to predict the variability of *SY* (Hu et al., 2011). Subdivisions of the dataset could be used according to several criteria (stage, season, mean discharge) in order to take into account this

variability, but on one hand, these procedures give still large errors for long time series (Asselman, 2000) and on the other hand, the increasing of the number of parameters is not compatible with the regionalization method.

Concerning the WSRC model, the calibration per year also improves the prediction of *SSY* with *NSE* and *RMSE* value of 0.96 and 1.27 t.km⁻².y⁻¹, respectively (Figure 50C). Unlike the SRC model, the WSRC model provides good results for validation years with *NSE* value of 0.75 (Figure 50D). A slight tendency to overestimation is observed, especially for the Seine and the Austreberthe rivers, but the dispersion is clearly lower than previously with *RMSE* value of 3.18 t.km⁻².y⁻¹. Several reasons explained that the WSRC model improves the prediction of *SSY*. First, the high variability of the parameters *a* and *b* between calibrations years is deleted because these parameters are calculated for the entire time series. Second, each discharge value is weighted according to its position on the hydrograph and restrained overestimation during low flow. Third, the *SSC_{max}* parameter calibrated per year corresponds to the maximum *SSC* value that the model can compute and consequently prevents overestimation of *SSC* value during high flow. At last, the variability of the *SSC_{max}* parameter between each calibration years is low compared to the variability of the *a* and *b* parameters for the SRC model: the *SSC_{max}* parameter varies from 15% for the Yères River to 35% for the Seine River (Figure 51). Insofar the calibration on the entire time series and per year provides similar performance, a unique parameter *SSC_{max}* can be applied for the entire time series and can be determined with few years.

3.3. Hydro-sedimentary reactivity of catchments

The *HSR* values for gauged and ungauged catchments are presented in the Figure 52. Globally, a scale dependency is observed with a decreasing trend of *HSR* values with the increase of the catchment size. Lower *HSR* values are observed for the largest catchments (Seine, Eure, and Risle rivers). At the opposite, highest *HSR* values correspond to small catchments (Dun, Lézarde, and Sainte-Gertrude rivers) with areas ranging from 58 to 210 km². The large difference on the travel distance *D_{peak}* explains the difference of *HSR* value between these two catchments. The magnitude of peak discharge and suspended sediment concentration peak is expected to decrease from the Sainte-Gertrude River to the Seine River.

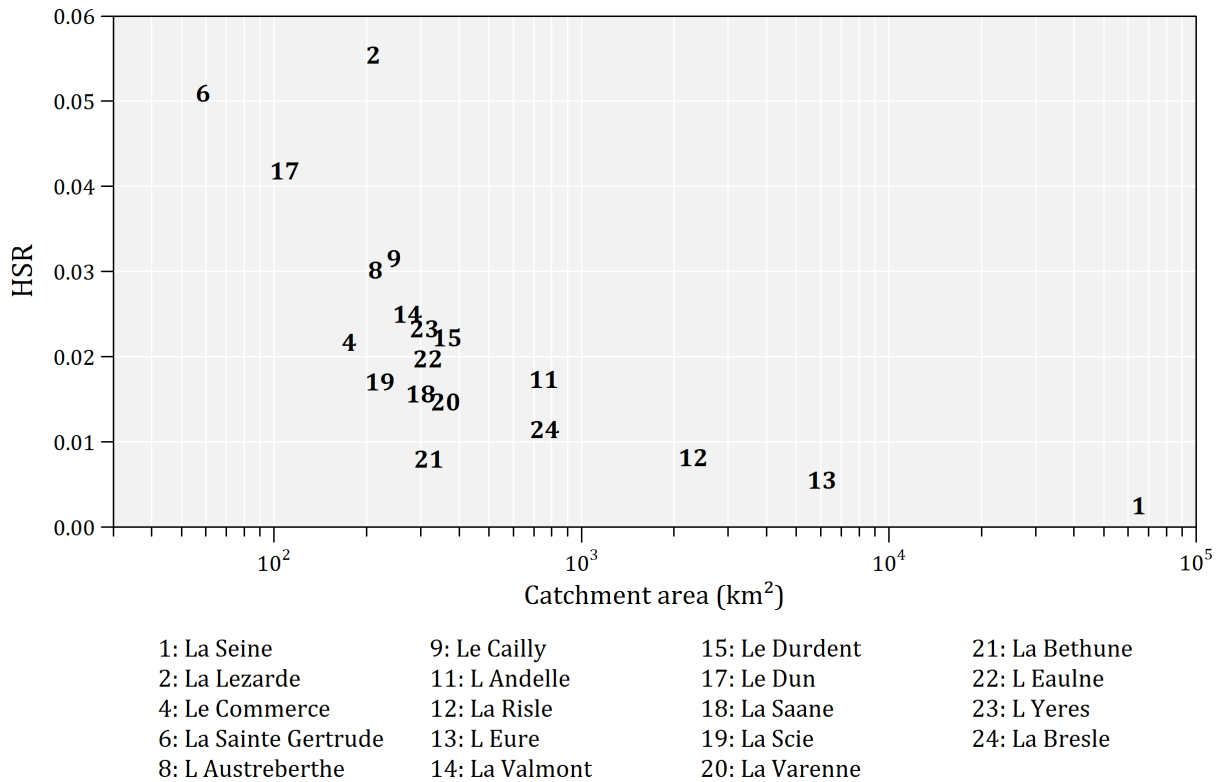


Figure 52: The value of the index of hydro-sedimentary reactivity (HSR) for gauged and ungauged catchments plotted according to the catchment size.

Besides these catchments, other catchments drain similar area, ranging from 200 km² to 700 km², and HSR values vary from 0.008 to 0.032. In this case, the maximum extent of arable lands located at equal distance of the catchment outlet C_{peak} and the percentage of grasslands and forests C_{trap} affect the HSR value. The maximum extent of arable land depends on the catchment shape. The most striking example is the Lézarde River (210 km²) and the Scie River (221 km²) with HSR values of 0.055 and 0.017, respectively. The first catchment is characterized by a nearly circular shape (Figure 53A) whereas the second is marked by an elongated form (Figure 53B).

Gauged catchments, used to calibrate the regional model, cover a whole range of HSR values, with a value of 0.055 for the Dun River, 0.030 for the Austreberthe River, 0.023 for the Yères River, 0.017 for the Andelle River, and 0.003 for the Seine River. These values are representatives of HSR values of catchments in the Western Paris Basin. Indeed, the range HSR values of gauged catchments (from 0.003 to 0.042) is almost identical than ungauged catchments (from 0.006 to 0.055).

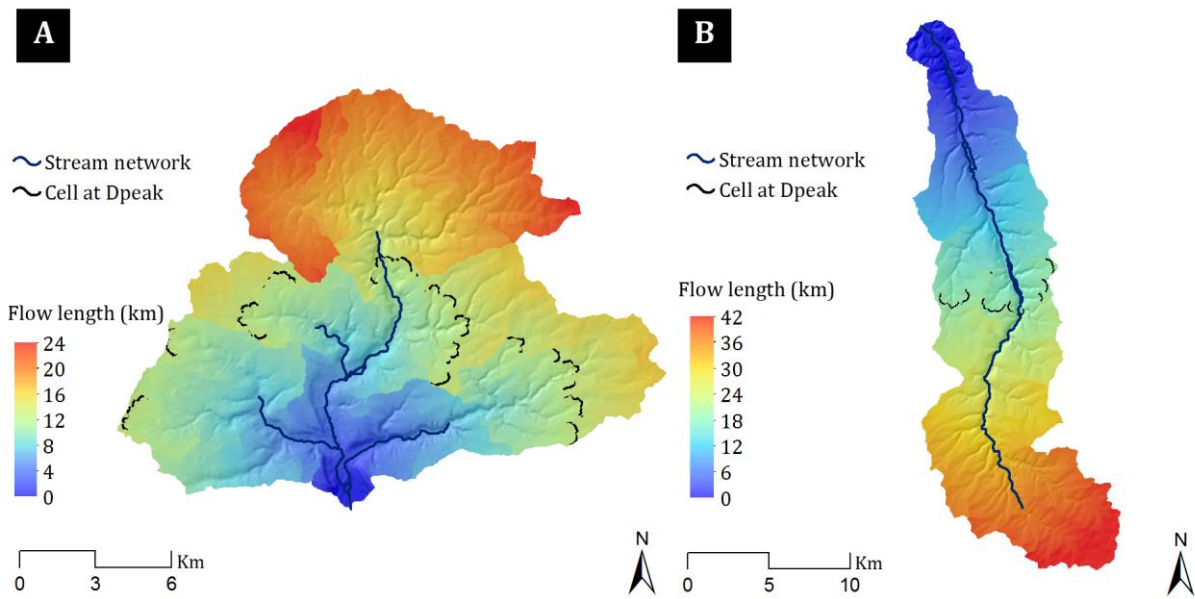


Figure 53: The maximum band of arable lands cells located at equal flow distance of the catchment outlet for the Lézarde River (A) and the Scie River (B).

3.4. Establishment of a regional relationship and uncertainties

The decreasing of the hydro-sedimentary reactivity, described by HSR , from the Dun River to the Seine River means potentially a decreasing of flood wave celerity and limits the amount of sediment that a water volume can transport, i.e. the suspended sediment concentration. Consequently, it makes sense to observe a good relationship between SSC_{max} values calibrated on the entire time series of Q and SSC measurements and HSR values (Figure 54A). A linear function gives the best fit, with a R^2 value of 0.995 and provide a regional relationship to extrapolate the SSC_{max} parameter for ungauged catchments.

Last, a Monte-Carlo technique is used in order to provide uncertainties on SY computed by the proposed model and the regional equation (Figure 54B). Results on all of the catchments show that the range of $PBIAS$ values rapidly converges with the number of considered months. For one month, the bias varies from -47% to +215% with a 90% confidence interval whereas for twenty months, the bias varies from -21% to +26%. Similarly, the median converges from +9.78% to 0.48%. Considering one year, the uncertainties on SSY of the proposed model varies from -24% to +32% with a 90% confidence interval and a median bias of -0.15%.

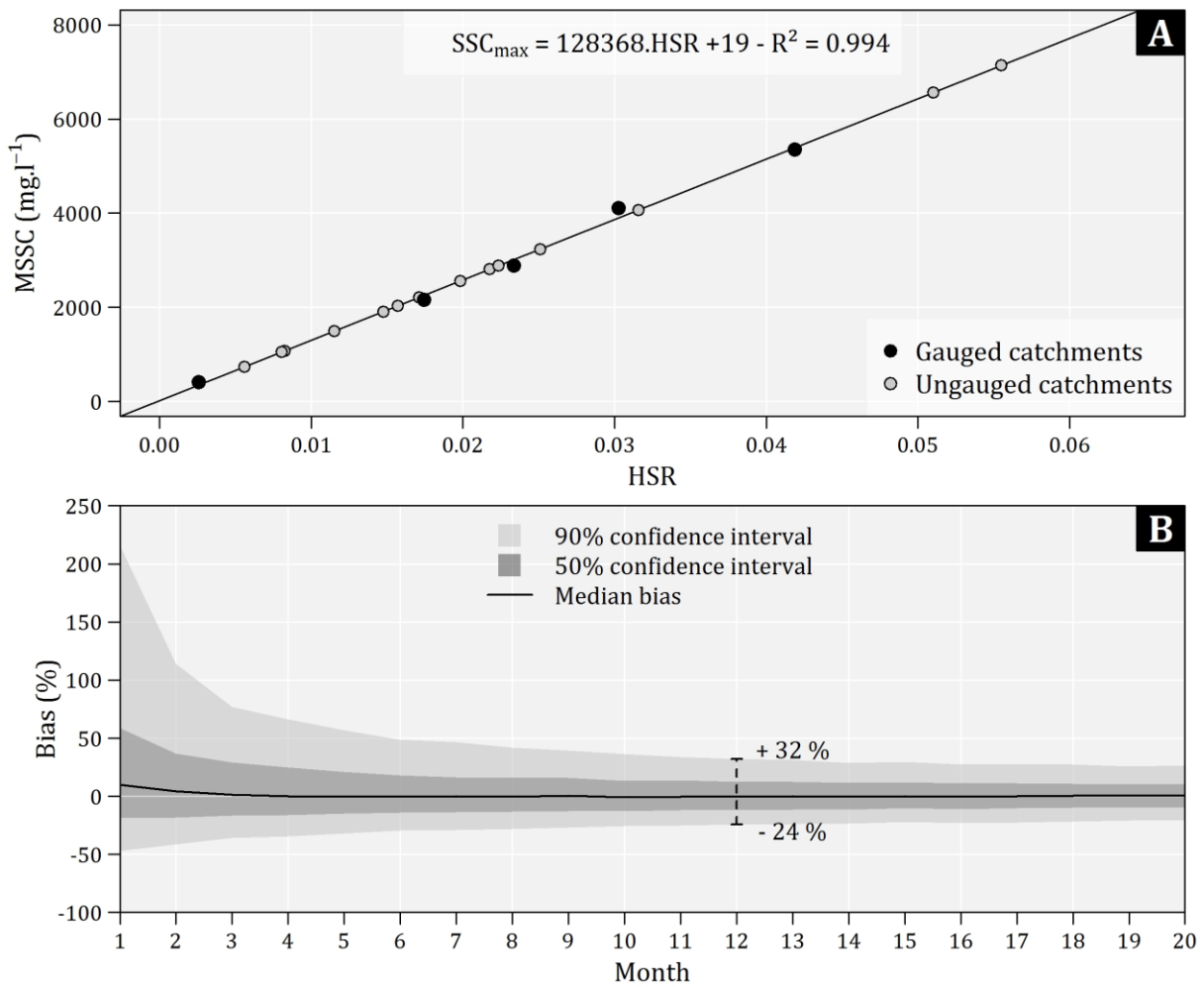


Figure 54: (A) Regional relationship for the Western Paris Basis calibrated with the SSC_{max} parameter of the WSRC model and HSR value for gauged catchments (black dots) and applied for ungauged catchments (grey dots); (B) Convergence bias and confidence interval for all gauged catchments. From one to twenty month are considered. For each time period and each gauged river, monthly observed SY and monthly predicted SY are randomly selected 1000 times, giving a median bias and a confidence interval.

3.5. Mean specific sediment loads of catchments in the Western Paris Basin

In this last part, the proposed model is applied over a long time period (1990 – 2012) in order to give for each catchment a representative mean SSY value (Figure 55). In the western Paris Basin, SSY varies on average from 2.7 t.km⁻².y⁻¹ for the Eure River to 55.9 t.km⁻².y⁻¹ for the Sainte-Gertrude River. Except the Sâane River and the Commerce River, highest values of specific sediment loads are observed for coastal rivers of the English Channel and tributaries of the Seine River on its right bank. Lowest values are observed for the two main tributaries of the Seine River on its left bank (Risle and Eure rivers). No scale dependency on SSY is observed when comparing SSY values of the Commerce River (176 km²) and the Eure River (6078 km²), or those of the Seine River (65 000 km²) and the Sâane River (301 km²).

The comparison with SSY values of catchments from the literature at various spatial scales in Europe (Vanmaercke et al., 2011) shows that SSY of the twenty-four catchments in the western Paris Basin are among the weakest for lowland areas in the same hydroclimatic context. These results confirm those observed by previous studies (Laignel et al., 2008, 2006; Landemaine et al., submitted) on four catchments (Andelle, Austreberthe, Dun and Yères rivers).

Concerning the Seine River at the outlet of the continental river system, SSY is 7.6 t.km⁻².y⁻¹, or 494 000 t.y⁻¹, between values found by Vilmin et al., (2015) and by Delmas et al., (2012). At last, these results highlight the importance to compute mean specific sediment yields over a long time period in order to include various hydrological regime and obtain mean realistic values. The example of the Dun River is most obvious. Q and SSC were measured during a dry year, giving a value of SSY of 1.3 t.km⁻².y⁻¹ (Laignel et al., 2008). In this study, SSY value found is more than ten times higher with SSY value of 12.9 t.km⁻².y⁻¹.

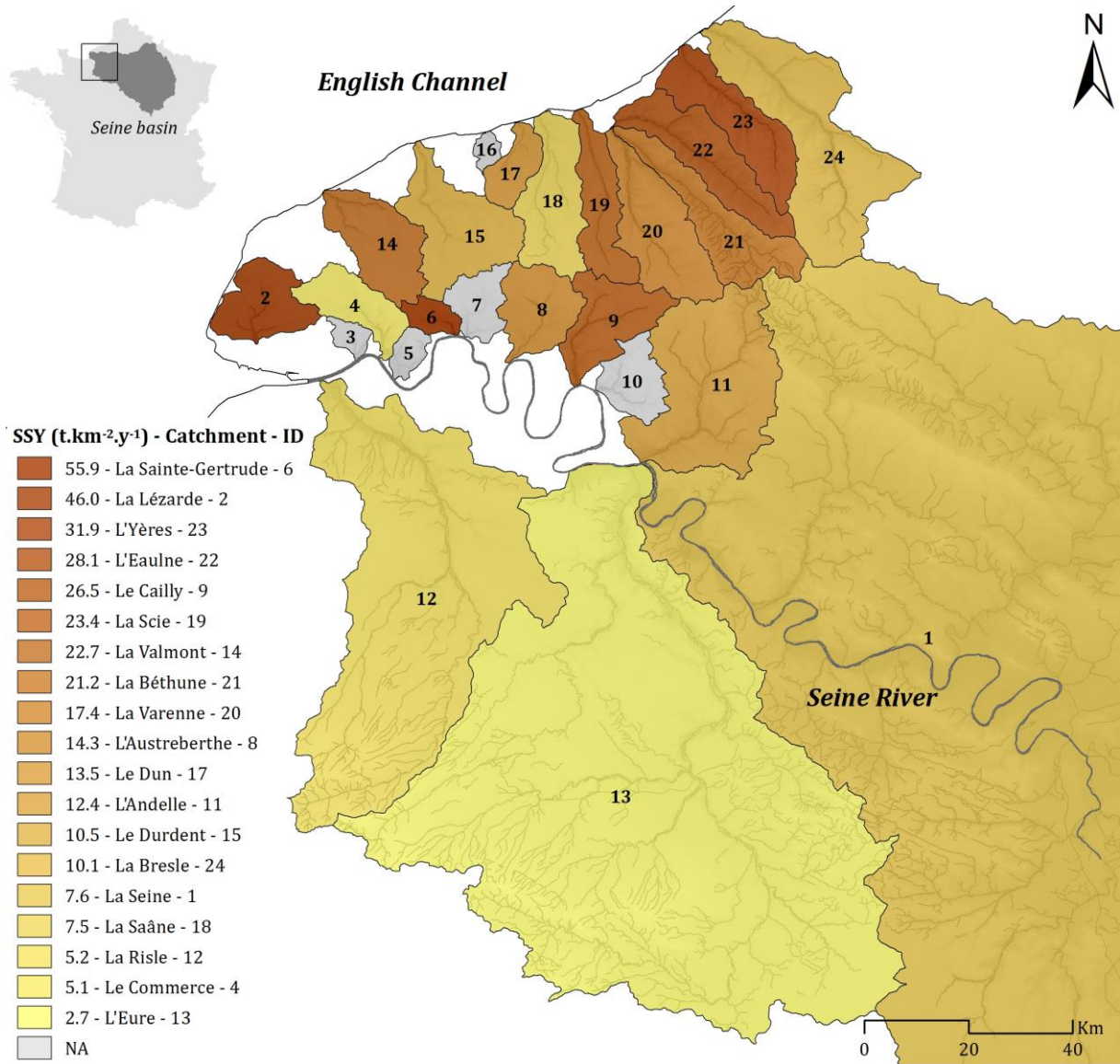


Figure 55: Specific sediment yield of catchments in the western Paris Basin. Values correspond to mean specific sediment yields calculated over the period 1990-2012.

4. Conclusion

The aim of this study was to develop a temporal and spatial extrapolation method to quantify sediment loads of gauged and ungauged rivers over a large period (1990-2012) in order to propose a cartography of mean specific suspended sediment yields of all rivers in the Western Paris Basin. To reach this objective, we revisited the regionalization method in developing a relationship between catchment descriptors and empirical model parameters. The model used, the classical sediment rating curve (SRC), was improved by considering the position of each discharge value on hydrograph with a weighting function and by reducing the number of parameters from two to one parameter. The proposed model (WSRC) and the SRC model was applied on gauged catchments with various size, from 93 km² to 65 000 km² and their performance of prediction were tested by a calibration on the entire time series of measurements and by a cross-validation per year.

Results show that in both cases, the WSRC model greatly improves the prediction of *SSY* and ensure temporal extrapolation on long time series. Moreover, the interest of the WSRC model is that the variability of its parameter (SSC_{max}) over time is very low compared to the SRC models parameters. The SSC_{max} parameter can be thus determinate with few years of Q - SSC measurements. We also demonstrated that the SSC_{max} parameter is physically linked to an index of hydrosedimentary reactivity. The proposed index can characterize the potential hydro-sedimentary behavior of a catchment combining the spatial organization of areas producing runoff and sediments, and the flow distance to the catchment outlet. Based on SSC_{max} and HSR values of gauged catchments, an empirical function is calibrated and validated for the Western Paris Basin, in order to compute SSC_{max} value for ungauged catchments. The uncertainties associated with this relationship were quantified by Monte-Carlo method. In average, the bias on predicted sediment loads varies from +32% to -24% with a 90% confidence interval. Then, *SSY* of the twenty-fours catchments in the western Paris Basin were calculated for the first time over a long period (1990-2012) in order to give a representative mean *SSY* value per catchment. In average, in the Western Paris Basin, *SSY* varies from 2.7 to 55.9 t.km⁻².y⁻¹. In future works, the proposed method could be applied in similar context, such as agricultural catchments in the Northwest Europe with chalk substratum under loess cover.

Chapter 5: Continuous modelling of the scale dependency on runoff and erosion for agricultural catchments in the Western Paris Basin

Contents

1. Introduction	135
2. Materials and methods	138
2.1. Study site.....	138
2.2. WATERSED model description	140
2.3. WATERSED model set-up.....	146
2.4. Model calibration.....	150
3. Results and discussion	152
3.1. Sensitivity analysis of the model.....	152
3.2. Model calibration and validation	154
3.3. Model application over a long time period (1999-2010)	157
3.4. Model evaluation and perspective developments	168
4. Conclusion.....	171

Abstract

A major challenge in geomorphology is reconciling the disparity between runoff coefficients and erosion rates from the local to the catchment scale. This is particularly the case for intense cultivated catchments on the European loess belt, and more specifically for catchments in the Western Paris Basin, France. In this region, a decrease of runoff coefficients and erosion rates was previously described by synthesizing measurements conducted at different spatial scales. The WATERSED (Surface and subsurface water erosion modeling) model, an upgrade of the STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management) model, was developed to improve our understanding of scale effects on runoff coefficients and erosion rates. A continuous simulation of the scale dependency of runoff and erosion, from the field scale to the catchment scale (100 – 1000 km²) was conducted with the WATERSED model for three catchments, over a time period of 12 years, covering a variety of land use and climate settings. After successful calibration and verification, more than 1000 rainfall events were modeled for the Yères (309 km²), Andelle (756 km²), and Austreberthe (214 km²) catchments. Scale effects were particularly relevant at the annual scale with a decrease of a factor of 100 on runoff coefficients and sediment delivery ratios between the field scale and the catchment scale. In spite of a low variability of the annual rainfall (19%), the inter-annual variability of the runoff volume (37%) and erosion rates (92%) at catchment outlets were particularly high. The inter-annual variability of runoff and erosion was closely linked to the number of extreme events per year and their distribution through the year, in particular during periods with highly crusted soil surface states. Moreover, the seasonality of soil surface characteristics exerted a major control on the intra-annual variability of runoff and erosion production at the field scale, where runoff and sediment production are particularly high during summer and winter. The seasonality of soil surface characteristics also affected the scale dependency of runoff and erosion, from the field scale to the catchment scale. Understanding runoff and sediment response at different scales should focus on the location and amount of runoff and sediment production within the catchment and the capacity of the downstream flow path to retain or pass through overland flow and sediment. This capacity is limited by the local conditions (e.g. slope, land use) and restricted from the field scale to the emergence of the perennial stream network, where the major part of the scale effect was observed.

1. Introduction

Preventing soil degradation on arable lands is a major challenge worldwide. In Europe, most rural catchments in lowlands areas have been completely transformed to allow for the intensification of agriculture (Robinson and Sutherland, 2002). These changes to the landscape structure have resulted in numerous on-site and off-site impacts (Stoate et al., 2001; Tarolli and Sofia, 2015). The on-site problems related to soil erosion are the loss of topsoil and fertilizers in the short-term and a decrease in soil productivity in the long-term (Durán Zuazo and Rodríguez Pleguezuelo, 2008). Accelerated soil erosion results in downstream sediment transfers which induce off-site problems, such as eutrophication, degradation of physico-chemical water quality and aquatic habitats, and silting of riverbeds and reservoirs (Ballantine et al., 2009; A.L. Collins and Walling, 2007; Kronvang et al., 2003; Shields et al., 2010; Walling et al., 2003). Land use changes have also increased the landscape vulnerability to muddy flood during intense storm events, that have resulted in substantial damage to downstream villages (Boardman et al., 2003; Evrard et al., 2007a).

Regions of intensive agricultural production on the European loess belt, such as the western Paris Basin in France (Souchère et al., 2003b), the South Downs in England (Boardman et al., 2003), and central Belgium (Verstraeten et al., 2003) have been particularly affected by on-site and off-sites impacts of soil erosion. In central Belgium, off-site soil erosion is estimated to cost between 25 to 75 million euros per year, corresponding to 40 to 120 euros for each ha of arable land (Van Oost et al., 2002). Catchment managers have become increasingly aware that these costs are related to soil loss from upstream fields, and efforts are now being made to reduce the off-site impacts of soil loss. However, management needs to focus on areas that contribute the majority of the sediment load (Evrard et al., 2007b; Martin et al., 2014; Souchère et al., 2005). Therefore, knowledge of the spatial variability in sediment production and the identification of the main sediment pathways within the landscape are required.

Different types of erosion models have been developed to improve our understanding of sediment dynamics (Aksoy and Kavvas, 2005; De Vente and Poesen, 2005; Merritt et al., 2003). These models differ in terms of their complexity, their inputs requirements, the processes they represent, the manner in which these processes are represented, the scale of application, and the types of output information they provide (for a review see Merritt et al., 2003). Fully-distributed physically-based models can accurately describe runoff and erosion processes although calibration and model application require significant parametrization. Conversely, empirical models, such as the RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) (Renard et al., 1997), are frequently used in preference to more complex models because of limited data and parameters requirements, though their ability to comprehensively represent processes at the catchment scale

has been questioned (Verstraeten et al., 2007). Expert-based models, such as the STREAM (Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management) model (Cerdan et al., 2001; Souchere et al., 1998) provide a compromise focusing on the driving factors of runoff and erosion to avoid over-parameterization and the associated uncertainties derived from increased parameterization.

On cultivated areas on the European loess belt, soil surface crusting, surface roughness, total cover (e.g. crops, residues), and antecedent moisture content have been identified as the main determinants of infiltration rates, runoff generation and erosion at the field scale (Chaplot and Le Bissonnais, 2000; Le Bissonnais et al., 2005, 1995). In particular, in the western Paris Basin, decision rules were derived by expert judgment based on databases of field measurements to convert soil surface characteristics into soil-related input variables (e.g. infiltration rate, imbibition, soil erodibility). Applying adapted rules, the STREAM model is an effective model which provides runoff and erosion predictions in regions where hortonian overland flow dominates (Cerdan et al., 2002b, 2001; Evrard et al., 2009).

Extensive multi-scale field surveys have provided crucial information on the nature and the cause of the scale dependency generally observed on runoff and erosion (Parsons et al., 2006; Wilcox et al., 2003; Yair and Raz-Yassif, 2004). Surface runoff and erosion rates are commonly reported to dramatically decrease with the spatial scale, because of the non-linearity of runoff and erosion processes (Gomi et al., 2008; Moreno-de las Heras et al., 2010; Wainwright, 2002). In temperate cultivated environments of the Northwestern European loess belt, observed variations in runoff coefficients can range from 30–50% for experimental plots to less than 1% for river basins (Delmas et al., 2012b; Le Bissonnais et al., 1998). Re-infiltration was identified as a major processes driving this scale dependency on hillslopes and when incorporating this process into the STREAM model, Cerdan et al., (2004) reproduced a decreasing trend for the observed runoff coefficient from the plot scale (500 m²) to the small catchment scale (11 km²).

The decreasing trend of runoff coefficients and erosion rates should be modelled according the location of the sources of runoff and sediment and their connection to the flow network system (Cammeraat, 2004; Cerdan et al., 2004). Therefore, the relative position, the extent, and the connectivity between areas producing surface runoff/erosion and the infiltrating/deposition areas link field and small catchment scales (Cerdan et al., 2004; Gumiere et al., 2011). Significant differences in surface runoff and erosion responses exist between the hillslope and small catchment scale (Delmas et al., 2012; Lane et al., 1997; Landemaine et al., submitted). In the Western Paris Basin, the surface runoff and erosion response from the small catchment (10 km²) to the large catchment (100 – 1000 km²) is still poorly characterized.

Dominant processes controlling the decreasing trend of erosion rates are more difficult to identify because of numerous interactions between sediment detachment, transport, and

deposition (De Vente and Poesen, 2005; Merritt et al., 2003). Large knowledge gaps remain regarding sediment sources, processes of transfer and deposition within catchments. (De Vente et al., 2013; Hessel and Jetten, 2007). A major challenge in geomorphology is therefore reconciling the disparity between erosion rates measured at small spatial scales with rates of denudation at larger spatial scales (Bracken et al., 2015). For empirical models, scaling up erosion rates is achieved with a simple approach to simulate the decreasing trend on erosion rates, by applying spatially distributed or regionalized sediment delivery ratios (Fernandez et al., 2003; Fu et al., 2006; Vigiak et al., 2012). There remains considerable uncertainty regarding the ability of this approach to accurately simulate the spatial variability of soil redistribution dynamics.

With the STREAM model, sediment deposition is simulated according topographic and vegetation cover thresholds. For each threshold, a suspended sediment concentrations for the transport capacity was defined based on experimental studies and fields surveys (Cerdan et al., 2002a, 2002b). Values of these thresholds should be adjusted according the upslope runoff, which is not simulated with the STREAM model. Therefore, another approach is required that incorporates roughness, slope, and hydrologic conditions, and is valid from the plot and field scale to the large catchment scale. Currently, the STREAM model is limited to the small catchment scale (i.e. $<10 \text{ km}^2$) and improved functionalities are required to model runoff and erosion at large catchment scales (e.g. $100 - 1000 \text{ km}^2$).

Accordingly, the objective of this chapter is to explore the scale dependency on runoff and erosion between the plot/field scale and the large catchments scale, under various land cover and climate settings. Three catchments of the Western Paris Basin are studied, draining areas ranging from 214 km^2 to 756 km^2 . The WATERSED (Surface and subsurface water and erosion modeling) model, an upgrade of the STREAM model, was developed to model the scale dependency of runoff and erosion continuously described from the field scale (1 ha) to the large catchment scale ($100 - 1000 \text{ km}^2$). Runoff and erosion were simulated with the WATERSED model over a time period of 12 years (September 1998 – August 2010).

2. Materials and methods

2.1. Study site

The western Paris Basin in Upper Normandy is located at the intersection of Northwest France and the English Channel ([Figure 56](#)). The region has vast loess plateaus of moderate elevation (<300 m) that were deeply dissected by the hydrographic network during the periglacial period resulting in many drained valleys and dry small valleys with steep slopes (mean 5%, maximum 30%). The geology of Upper Normandy is typical of regional sedimentary formations along the English Channel (e.g. in Southern England and Northern Belgium). The sedimentary substratum is mainly composed of Upper Cretaceous chalks (more or less rich in flints), covered by clay-with-flints, Tertiary sandy-clay residual deposits and loess ([Hauchard and Laignel, 2008](#); [Laignel et al., 1999](#); [Quesnel et al., 1996](#)).

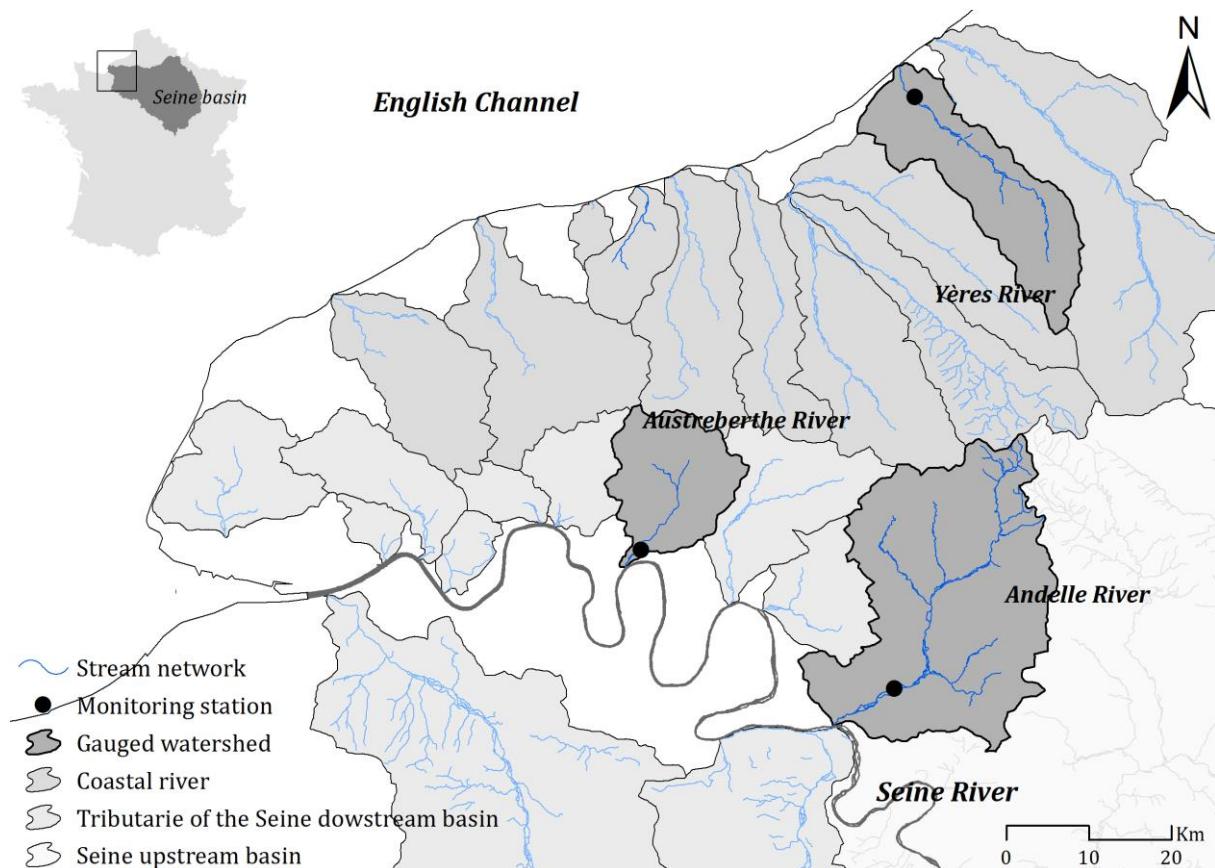


Figure 56: Location of studied rivers in the Upper Normandy with one coastal river of the English Channel (the Yères River) and two tributaries of the Seine downstream basin (the Andelle River and the Austreberthe River).

The WATERSED model was developed in three catchments, one coastal river of the English Channel (the Yères River - 310 km²) and two tributaries of the Seine River (the Andelle River - 756 km² and the Austreberthe River - 214 km²). Although these basins differ in size they are representative of landscapes of the Western Paris Basin in terms of topography, land use, and geology. Land use is dominated by arable lands mainly located on plateaus. For all catchments, cultivated areas mainly correspond to winter crops: 41% of the catchment area of the Yères catchment, 37% for the Andelle catchment, and 45% for the Austreberthe catchment (Figure 57). Late springs crops are also observed: 15% of the catchment area of the Yères catchment, 11% for the Andelle catchment, and 13% for the Austreberthe catchment. Early spring crops are poorly represented, with less than 1% of the drained area for all the studied catchments. Valleys are covered by woods and grasslands. The climate is a moderate oceanic type with an annual average temperature of approximately 13°C (Delmas et al., 2012b). Annual rainfall is variable, ranging from 800 mm to 1100 mm over the last 30 years (Laignel et al., 2008).

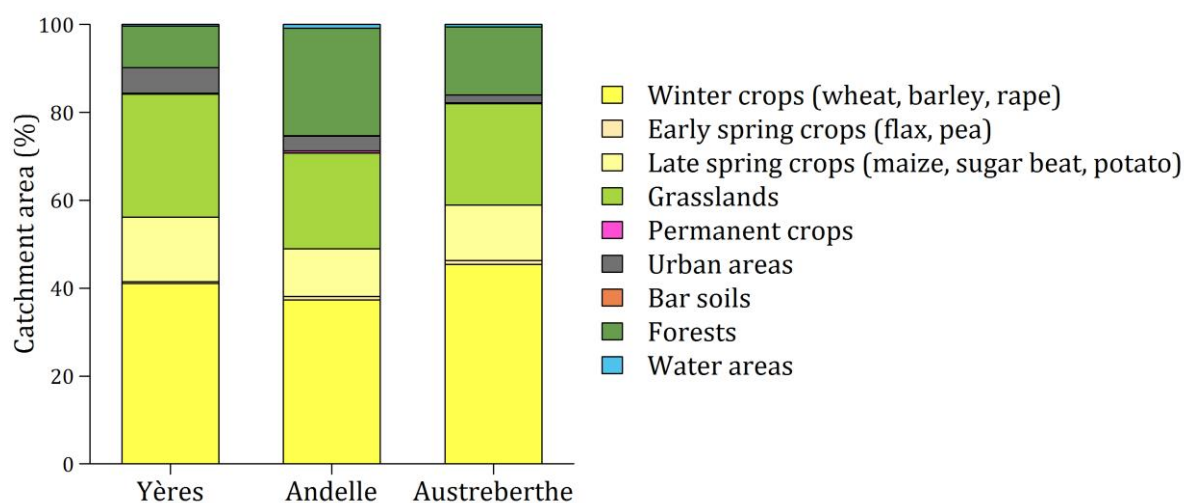


Figure 57: Land cover observed for the Yères catchment, the Andelle catchment, and the Austreberthe catchment.

2.2. WATERSED model description

The WATERSED model is a non-dynamic model using a raster-based distributed approach to model the spatial distribution of runoff and soil erosion within a catchment for a given rainfall event. The WATERSED model is an upgrade of the STREAM model (Cerdan et al., 2001; Souchere et al., 1998) which simulates the hydrological processes by conceptualizing each raster grid cell as a reservoir whose properties are calculated at the event-scale, and by routing water and sediment according the surface flow network and predefined functions. The elements of the conceptual framework of the STREAM model and new functionalities of the WATERSED model are presented below.

2.2.1. Hydrologic module

Hydrologic balance

For a given rainfall event, the state of each cell is given by the hydrologic balance, called HB_{R_i} (mm), (Cerdan et al., 2001) as:

$$HB_{R_i} = R_i - IR_i - (\theta \cdot IC_i \cdot t_{eff_i}) \quad (1)$$

Where R_i is the rainfall amount for the cell i (mm), IR_i the amount of rainfall needed to reach soil saturation (mm), IC_i the steady-state infiltration rate (mm.h⁻¹), and t_{eff_i} the effective rainfall duration (min). Positive values mean an excess rainfall after initial and continuous abstractions, and on the contrary, negative values indicate potential infiltration for upstream runoff.

Variations around the infiltration rate value defined by expert-judgement is possible, an adjustment parameter θ is introduced. The validity of the Eq. 1 is assumed to be reasonable for a small catchment, where the flow travel time to the outlet is similar to the effective rainfall duration. For large catchment, where flow travel times could be much longer than the effective rainfall duration, the application of Eq. 1 results in a large underestimation of re-infiltration processes. To improve the limitation of the STREAM model, the WATERSED model now estimates the continuous abstraction for the runoff duration for each cell. Runoff duration needs the estimation of the velocity and the flow travel time of each grid cell.

Flow velocity and flow travel time

The average excess rainfall intensity, e_i ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) can be derived from the excess rainfall, E_{R_i} (mm or m^3), as:

$$e_i = \frac{E_{R_i}}{t_{eff_i}} \quad (2)$$

Overland flow travel time in a grid cell is estimated using Manning's formula (Chow, 1988; Melesse and Graham, 2004). Using this methodology, the overland flow velocity, V_{H_i} ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), is calculated as:

$$V_{H_i} = \frac{S_i^{0.3} L_i^{0.4} e_i^{0.4}}{n_i^{0.6}} \quad (3)$$

Where S_i is the slope of surface in cell i ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$), L_i is the flow length of the cell, i.e. equal to cell size or north-south and east-west flow, and equal to $\sqrt{2}$ times cell size for diagonal flow directions, and n_i is the Manning's roughness coefficient ($\text{s}\cdot\text{m}^{-1/3}$).

The channel flow velocity, V_{C_i} ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), is estimated by combining Manning's equation and the steady state continuity equation for a wide channel (Chow, 1988; Muzik, 1996) as:

$$V_{C_i} = S_i^{0.3} \left(\frac{Q_i}{W_i} \right)^{0.4} n_i^{-0.6} \quad (4)$$

Where Q_i is the cumulative discharge through the cell, obtained by summing upstream flow contributions and the contribution from precipitation excess for that cell i ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), and W_i is the channel width (m).

To avoid unrealistic velocities values on hillslope and channel, a minimum velocity of $0.02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and a maximum velocity of $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ are applied based on the common range incorporated into hydrologic models (Grimaldi et al., 2010). Based on overland and channel flow velocity, the travel time of each cell is computed by dividing travel distance by cell velocity.

Runoff duration and flow routing

The flow through a given cell during the runoff duration can be described with a runoff hydrograph. A triangular unit hydrograph was chosen. From this concept, the lag time (i.e. the time from the centroid of rainfall to the runoff peak) is calculated for each cell by summing up

upslope travel time, weighted by the cumulative discharge. The effective rainfall is assumed to be equally distributed over time and the centroid of the effective rainfall is $t_{eff_i}/2$. Therefore, the time to peak T_{P_i} (h) is obtained by summing up the lag time, L_i (h), and $t_{eff_i}/2$ as:

$$T_{P_i} = \frac{t_{eff_i}}{2} + L_i \quad (5)$$

The runoff duration, also called time of concentration, T_{C_i} (h), is derived from the time to peak T_{P_i} and a recession parameter, α (-), as:

$$T_{C_i} = T_{P_i} + \alpha \cdot T_{P_i} \quad (6)$$

Large errors are generally recognized on the estimation of the time of concentration for similar models (Grimaldi et al., 2012). An incorrect estimation of this parameter implies errors on the re-infiltration estimations. A recession parameter was introduced to adjust re-infiltration and to take into account potential errors on the flow travel time estimations. Thus re-infiltration is reevaluated based on the runoff duration T_{C_i} for each cell.

In the WATERSED model, the flow is routed according two flow direction algorithms. Both Multiple Flow Direction (MFD) and Single Flow Direction (SFD) are used, depending on the local slope value. For values under 2% the flow is routed using MFD, allowing the flow to diverge over large flat areas. Over 2%, the flow is concentrated in a single width cell, corresponding to SFD. This threshold was chosen from fields surveys, comparing the gully, rills, and the sediment deposits, with the terrain attributes (Cerdan et al., 2002a).

Water volumes are accumulated at the catchment scale from the runoff / infiltration balance calculated for each cell taking account of the runoff flow network. A two-step calculation allows cells to re-infiltrate the totality or a part of generated upstream surface runoff. Accordingly, the hydrological balance is calculated once at the beginning of the simulation and a second time during the flow routing.

Using the total runoff volume through the cell, V_i (m³), the runoff duration, and assuming a triangular unit hydrograph for each cell, a runoff peak, Q_{P_i} (m³.s⁻¹), is computed as:

$$Q_{P_i} = \frac{2V_i}{T_{C_i}} \quad (7)$$

2.2.2. Sediment module

Sheet and gully erosion

The model assumes that topography, soil surface characteristics, and rainfall characteristics are the main determinants for interrill and concentrated erosion (Cerdan et al., 2002c; Martin, 1999). For interrill erosion, a table is used to assign a potential sediment concentration in the flow, SC_i (g.l^{-1}), to each combination of soil surface characteristics and rainfall intensity (Cerdan et al., 2002b). The corresponding interrill erosion, SE_{S_i} (kg), is calculated as:

$$SE_{S_i} = E_{R_i} \cdot SC_i \quad (8)$$

where E_{R_i} , (mm or m^3), is the excess rainfall. Gully erosion occurs when the peak discharge on a hillslope grid cell exceeds a critical peak discharge, Q_{crit} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), defined as a model parameter. The critical peak discharge can be estimated by comparing the location of gullies on aerial photography and those predicted by the model.

A gully is assumed to be rectangular and unique per cell. The calculation of the cross section requires first the gully width, W_{G_i} (m), calculated from an empirical relationship developed by Nachtergaele et al., (2002) as:

$$W_{G_i} = 2.51 Q_{peak_i}^{0.412} \quad (9)$$

Next, flow velocity, V_{G_i} ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) is computed according to the empirical relationship developed by Govers, (1992) as:

$$V_{G_i} = 3.52 Q_{peak_i}^{0.294} \quad (10)$$

Then gully height, H_{G_i} (m), is deduced from the gully width W_{G_i} , the gully velocity V_{G_i} , and the peak discharge Q_{peak_i} , as:

$$H_{G_i} = \frac{Q_{peak_i}}{W_{G_i} V_{G_i}} \quad (11)$$

The gully cross section, A_{G_i} (m^2) is finally determined from the gully width W_{G_i} and the gully height H_{G_i} (Eq. 12). A maximum cross section value of 0.25 m^2 is fixed in order to avoid unrealistic

values. The gully volume VOL_{H_i} (m³) is then obtained by multiplying this cross section of incision by the grid cell length (Eq. 13). The gully volume is weighted by a soil erodibility factor, EF_i (-), in the range [0-1] computed from rules adapted from the methodology developed by Souchère et al., (2003a) to determine the sensitivity to gully erosion.

$$A_{G_i} = W_{G_i} \cdot H_{G_i} \quad (12)$$

$$VOL_{H_i} = A_{G_i} \cdot L_i \cdot EF_i \quad (13)$$

Last, the gully erosion, SE_{G_i} (kg) is calculated by multiplying the gully volume VOL_{H_i} by the bulk density, ρ (kg.m⁻³), as:

$$SE_{G_i} = VOL_{H_i} \cdot \rho \quad (14)$$

Therefore, the gross erosion, SE_i (kg), of a cell corresponds to the sum of the interrill erosion and gully erosion as:

$$SE_i = SE_{S_i} + SE_{G_i} \quad (15)$$

Sediment yield and deposition

At the catchment scale, sediments are transported in proportion of the runoff volumes. For cell i producing runoff, the mass of sediment leaving this cell, SY_i (kg), is expressed as:

$$SY_i = SY_\alpha + SE_i \quad (16)$$

Where SY_α is the mass of sediment coming from upslope cells (kg), and SE_i is the gross erosion (kg). Sediment deposition occurs in two cases. First, if a cell has the potential to infiltrate a part or the totality of the upslope runoff, the mass of deposited sediment, SD_i (kg) (Eq. 17), corresponds the product of the infiltrated water volume, I_i (m³), and the mean suspended sediment concentration of the flow, \overline{SC}_i (g.l⁻¹) (Eq. 18).

$$SD_i = I_i \cdot \overline{SC}_i \quad (17)$$

$$\overline{SC}_i = \frac{SY_\alpha}{Q_\alpha} \quad (18)$$

In this case, the sediment yield becomes:

$$SY_i = SY_\alpha + SD_i \quad (19)$$

Second, sediment deposition occurs when the mean suspended sediment concentration of the flow \overline{SC}_i exceeds the suspended sediment concentration for the sediment transport capacity, SC_{TC_i} (g.l^{-1}). In this case, the sediment yield is calculated as:

$$SY_i = Q_i \cdot SC_{TC_i} \quad (20)$$

Where Q_i (m^3) is the runoff volume leaving the cell i . The mass of deposited sediment is then deduced as:

$$SD_i = SY_\alpha - SY_i \quad (21)$$

In the STREAM model, the suspended sediment concentration for the transport capacity SC_{TC_i} is defined as a fixed threshold value for topography and vegetation cover. This definition means the same SC_{TC_i} , regardless of water depth (i.e. flow energy). A new formulation of SC_{TC_i} is thus proposed in the WATERSED model, by weighting the mean suspended sediment concentration in the flow \overline{SC}_i by a ratio between the hydraulic resistance of vegetation, expressed by the Manning's roughness coefficient n_i , and the submergence of the cell expressed by the mean water depth h_i (m) (Eq. 22).

$$SC_{TC_i} = \overline{SC}_i \cdot \exp\left(-\beta \cdot \frac{n_i}{h_i}\right) \quad (22)$$

Where β is a decay parameter (-). The mean water depth h_i is calculated by dividing the runoff volume Q_i with the runoff duration T_c and the contributing area, A_i (m^2) as:

$$h_i = \frac{Q_i}{T_c \cdot A_i} \quad (23)$$

When runoff and sediment reaches the river, they are directly delivered to the most downstream end of the river link. The model does not predict riverbank erosion or within channel storage.

2.3. WATERSED model set-up

The WATERSED model requires five datasets to compute runoff and erosion at any point of the catchment:

- Digital Elevation Model (DEM) used to extract slope and runoff flow network,
- Stream network for stream burning into DEM and river width,
- Land cover map and soil texture map, associating each field of the catchment with the appropriate soil surface characteristic,
- Decision tables, adapted for the local conditions, to associate each soil surface characteristic observed in the fields with a steady-state infiltration rate, a Manning's roughness coefficient, a single potential sediment concentration, and a soil erodibility value,
- Rainfall events extracted from rainfall time series.

DEM preprocessing and stream network

The French national geographical institute (IGN) has provided the digital elevation model (BD Alti®) for the study site with a 25 m resolution. In order to ensure the continuity of flow through the landscape, the depressions were filled according to the algorithm developed by Wang and Liu, (2006). Moreover, elevation was modified on the location of the stream lines to force flow through cells corresponding to the stream line network. The stream line network is provided by the BD Carthage 2013® and corresponds to a GIS vector layer with information on all surface waters within the French territory. The river width was extracted from the BD Syrah, which corresponds also to a GIS vector layer with hydromorphological settings of certain stream lines of the BD Carthage 2013®, corresponding to the main rivers of the French territory. A regional relationship, based on the Strahler order, was used to extrapolate river width for the other stream lines.

Land cover and soil texture

A land cover map was developed for each year from 1998 to 2010 by combining three national databases: the French Land Parcel Identification System, the General Census of French Agriculture, and Corine Land Cover. The French Land Parcel Identification System (RPG), is a GIS geodatabase in vector format produces each year and providing the field limits and the crop type of each field based on farmer declarations. RPG distinguishes 28 crop classes with no distinction for crops can be planted in winter or in spring, such as soft wheat, or barley. Additional

information was added from the General Census of French Agriculture (RGA). The RGA is a statistical overview of the French agriculture every ten years. The RGA provides, at the French province level, the area of 59 crop classes and distinguishes especially crop classes planted in winter or in spring. For example, in the Seine Maritime department for the crop class soft wheat, the RGA states that 99% of the area of soft wheat crops are planted in winter and 1% in spring. Based on these statistics, area of each crop class was randomly distributed at the Seine-Maritime regional scale.

The crop classes have been regrouped in six classes according the annual growth of the crop cover: winter crops, early spring crops, late spring crops, grasslands, permanent crops, and bare soils. This process was repeated each year where the RPG was available (2006-2012). In order to cover the whole study period, crops were simulated for each field between 1998 and 2005 by applying statistical crop sequence rules developed on the 2006 and 2012 period. All the three years of crop sequences were considered and the probabilities of the antecedent crop were determined. For example, before a crop sequence of “winter crop – winter crop - early springs crop”, the probability to observe a winter crop is 93% (Table 12).

Table 12: Example of crop probabilities before for the three-year crop sequence beginning with winter crop. W: Winter crop; ES: Early spring crop; LS: Late spring crop; G: Grassland; PC: Permanent crop; BS: Bare soil.

Three-year crop sequence	Crop type probabilities (%)					
	W	ES	LS	G	PC	BS
W+W+W	77.4	2.7	14.5	1.0	3.3	1.0
W+W+ES	93.1	1.7	3.4	0.8	0.7	0.2
W+W+LS	84.6	1.9	8.7	2.2	0.8	1.7
W+W+G	47.7	0.8	4.7	44.9	1.6	0.3
W+W+PC	85.5	3.7	1.0	0.5	9.1	0.1
W+W+BS	91.9	1.6	2.3	0.5	0.6	3.1

The validity of the proposed method was tested on the period 2006-2012 with a reverse propagation. Based on the initial crop sequences 2012-2011-2010, crops types were simulated for the 2009 year with the developed rules. The new crop sequence 2011-2010-2009 is used to predict crops types for the 2008 year. This process is repeated until the 2006 year. For each year of simulation, the area of each predicted land cover class is compared each year to the area of the observed land cover class at the Seine-Maritime scale (Figure 58).

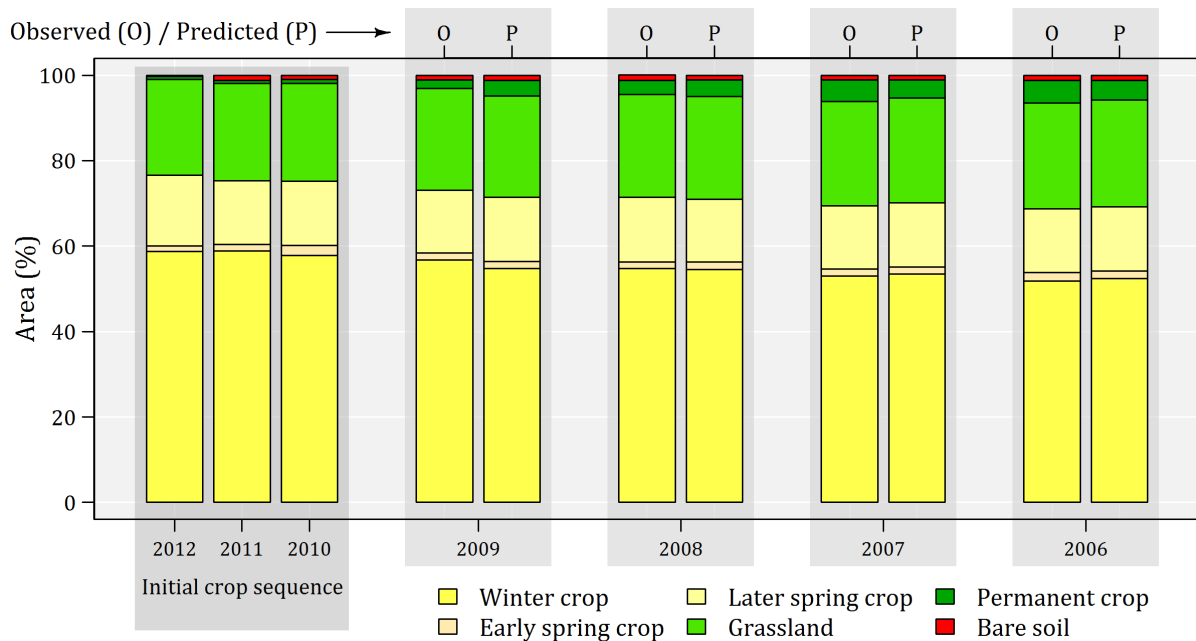


Figure 58: Simulation of crops between 2009 and 2006 according crop sequence rules and backward propagation. Simulated crops (P) are compared to the observed crops (O) at the Seine-Maritime department level.

The simulated crop types showed consistent results between 2009 and 2006. Predicted areas are very similar to those observed for the corresponding year. Crops were thus simulated between 1998 and 2005 with the proposed method. The crop class maps were rasterized at the DEM resolution (25 m) and completed with Corine Land Cover map for forests, urban areas and water surfaces, giving a land use map for each year between 1998 and 2010 with 9 land use classes.

A dominant soil texture map was also produced for the study site with three classes: clay, silt, and sand. This map was derived from the superficial formations map of the French Geological Survey with a precision of 1:50 000. Based on an expert knowledge, the dominant soil texture of each superficial formation was estimated. The three dominant soil texture classifications were added to the 9 land use classes resulting in 27 landscape classifications incorporating both land cover and soil texture.

Soil surface characteristics

Similarly to the STREAM model, the WATERSED model assumes that the following surface characteristics are the main determinants of runoff and infiltration at the field scale: soil surface crusting, surface roughness, total cover (canopy cover, hedges, and residues), and antecedent moisture content. These soil surface characteristics were defined for each month and for each crop class according the cropping calendar developed by [Evrard et al., \(2010\)](#). The soil surface

characteristics were modified for October and November for the winter crop class in order to integrate intercrops after the harvest date.

This cropping calendar is based on an extensive survey in Normandy between 1986 and 2002. In total, a database containing more than 5000 field surveys has been compiled based from numerous studies (Chaplot and Le Bissonnais, 2000; Le Bissonnais et al., 2005, 1998; Martin et al., 1997). This database was used to associate soil surface characteristics with the most common crops in Normandy (Evrard et al., 2010b). Moreover, the evolution of soil surface characteristics with time was previously defined using this database. Evolution rules of surface sealing, surface roughness, and vegetation cover according to the total rainfall amount recorded after sowing were developed by Delmas et al., (2012). The soil surface characteristics were then transformed into steady-state infiltration based on the table developed by Cerdan et al., (2001). Combining the maximum 6-min intensity of the considered rainfall event and the corresponding soil surface characteristics, another table is used to defined the potential sediment concentration in the flow (Cerdan et al., 2002b).

The WATERSED model requires Manning's roughness coefficient in order to compute flow velocity. Based on soil surface characteristics, Manning's values were derived from surface roughness (Morgan, 2013) and the percentage of crop cover (Gilley et al., 1991). Last, soil surface characteristics were also used to defined the soil erodibility factor, varying in the [0-1] interval, by adapting table developed by Souchère et al., (2003a). From this preprocessing, four grids were thus produced each month between 1998 and 2010: infiltration capacity rate, Manning's roughness coefficient, potential sediment concentration, and soil erodibility.

Rainfall

Rainfall time series have been collected between January 1998 and December 2010 from 6 rain gauge stations with a 0.2 mm resolution, spread across the Seine-Maritime province. An algorithm was developed in order to detect common events between rain gauge stations. Two rainfall events were distinguished when there is a period without precipitation of at least 4h between them. A threshold of 1 mm rainfall was applied to remove the lowest events from the database. Each event was characterized according four parameters: rainfall amount, effective duration (rainfall period with an intensity greater than 2 mm.h⁻¹), rainfall amount during the 48h before the beginning of the event, and maximum 6-min rainfall intensity. The parameters were interpolated according the inverse weighted method and rasterized at the DEM resolution. Each rain gauge station were considered as representative within a 30-km distance. Beyond this distance, the grids were completed with the SAFRAN database from Meteo-France. This database covers the French

territory and uses atmospheric model to interpolate meteorological parameter on 8-km grid size. For each event, a rainfall imbibition height grid was deduced according the table developed by [Cerdan et al., \(2001\)](#) using the infiltration capacity grid for the corresponding event, and the 48h antecedent rainfall height grid.

2.4. Model calibration

Water discharge and suspended sediment concentrations measurements

Discharge and turbidity measurements were acquired from previous works for the Andelle River, the Yères River, and the Austreberthe River ([Laignel et al., 2008, 2006](#)). Gauging stations were located next to outlets and parameters were recorded with 30-min time steps ([Table 13](#)). The monitoring was conducted between 2002 and 2004 for the Austreberthe River and the Andelle River, and between 2005 and 2006 for the Yères River.

Table 13: Description of the discharge and suspended sediment concentration monitoring for the three studied catchments

Catchment	Gauging station	Start	End	Duration (y)
Andelle	L'Andelle à Radepont	22-02-2002	02-02-2004	1.94
Yères	L'Yères à Touffeville-sur-Eu	01-02-2005	31-12-2006	1.91
Austreberthe	L'Austreberthe à Duclair	01-01-2002	13-05-2003	1.36

For each station, an automatic water sampler was coupled to the turbidity sound in order to calibrate a relationship between turbidity and suspended sediment concentrations ([Cf. Chapter 2](#)). Based on discharge and suspended sediment concentrations measurements, suspended sediment fluxes for each time interval were calculated.

Rainfall/Runoff events

Rainfall/runoff events were used to calibrate model parameters for each catchment ([Table 14](#)). First, a hydrograph separation dissociated runoff and the groundwater dynamics for each catchment discharge ([Lyne and Hollick, 1979](#)). Second, rainfall-runoff events were extracted manually according to the observation of the hyetograph and the hydrograph. Only rainfall events giving a unique hydrological response to the catchment outlet were considered. The end of a rainfall/runoff event was selected as the point where runoff ceases and baseflow begin. Third,

runoff volume and the sediment load were calculated for each rainfall/runoff event and compared to those predicted by the WATERSED model in order to calibrate and assess the model.

Table 14: Characteristics of rainfall events used for the WATERSED model calibration

Characteristic	Median	Standard deviation	Minimum	Maximum
(a) Austreberthe (n = 19)				
Rainfall (mm)	19.0	8.9	5.6	35.0
6 min intensity (mm.h-1)	13.6	9.8	5.2	47.6
Effective duration (min)	94.0	44.4	27.0	173.0
48 h antecedent rainfall (mm)	1.2	8.3	0.0	28.6
Runoff coefficient (%)	0.98	0.75	0.50	4.00
(b) Andelle (n = 5)				
Rainfall (mm)	25.4	12.2	9.6	46.0
6 min intensity (mm.h-1)	17.9	14.3	9.0	47.6
Effective duration (min)	126.0	61.3	47.0	230.0
48 h antecedent rainfall (mm)	2.1	8.7	0.0	22.6
Runoff coefficient (%)	2.00	0.86	0.93	3.18
(c) Yères (n = 10)				
Rainfall (mm)	14.2	5.8	8.0	25.2
6 min intensity (mm.h-1)	7.0	7.3	2.0	26.0
Effective duration (min)	54.0	44.5	6.0	144
48 h antecedent rainfall (mm)	4.7	7.3	0.0	24.8
Runoff coefficient (%)	1.20	0.43	0.41	1.72

Model performance

Among numerous model evaluation criteria used in hydrology to assess the performance of models, the Root Mean Square Error (RMSE), the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) are the most widely used (Moriassi et al., 2007). NSE and RMSE were used for quantitative evaluation of the WATERSED model performances. The formulations of NSE and RMSE are as follows:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (V_{pred} - V_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (V_{pred} - \bar{V}_{obs})^2} \quad (24)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (V_{pred} - V_{obs})^2} \quad (25)$$

Where V_{obs} is the observed value (runoff volume or sediment mass) for the considered rainfall/runoff event, V_{pred} is the predicted value, $\overline{V_{obs}}$ is the mean of the observed values, and n the number of rainfall/runoff events. After the calibration on the set of rainfall/runoff events, a unique set of model parameter was extracted per catchment and the model was used from September 1998 to August 2010.

Prior to running the model, a sensitivity analysis was conducted to assess relative changes in the predicted runoff volumes and sediment loads with respect to variations in input parameters. First, a unique set of parameters was extracted for each catchment. Second, each parameter was tested separately for each event, varying in the interval [-50%; +50%]. Relative changes were then aggregated per catchment.

3. Results and discussion

3.1. Sensitivity analysis of the model

Calibrated parameters and results of the sensitivity analysis for each catchment are presented in the [Table 15](#). The sensitivity analyses demonstrated that runoff volumes are sensitive to the recession parameter α and the adjustment coefficient of infiltration rates θ for the three catchments. Sediment loads are affected by the estimation of runoff volume. Thus, sediment load estimations are also sensitive to α and θ . Sediment loads are also therefore sensitive to the decay parameter β and the critical runoff peak Q_{crit} . High sensitivity of the model to the recession parameter α and the adjustment coefficient on infiltrations rates values θ indicates that infiltration and re-infiltration are the dominant processes in runoff generation and transfer for the three catchments ([Table 15](#)). These results underline the importance of accurate estimations of soil surface characteristics for predicting runoff volume and sediment load.

Table 15: Sensitivity of runoff and erosion parameters of the WATERSED model for the three studied catchments

Catchment	Output variable	Sensitive parameter	Calibrated value	Relative change in output variables with respect to variation in input parameters (%)					
				-50	-30	-10	+10	+30	+50
Yères	Runoff volume	α	3.0	13	4.5	1	-1	-3	-4
		θ	1.0	104	55	14	-10	-25	-34
	Sediment yield	α	3.0	224	77	14	-6	-24	-39
		θ	1.0	209	80	31	-21	-51	-73
		β	5.0e-8	4	2	1	-1	-2	-4
	Q_{crit}	0.1	37	11	2	0	-3	-14	
Andelle	Runoff volume	α	1.4	38	19	5	-4	-12	-19
		θ	-0.6	-17	-11	-4	4	13	26
	Sediment yield	α	1.4	157	67	16	-13	-33	-46
		θ	-0.6	-25	-16	-7	8	25	48
		β	1.9e-6	60	28	8	-7	-18	-27
	Q_{crit}	0.1	13	5	2	-1	-3	-6	
Austreberthe	Runoff volume	α	3.0	9	4	1	-1	-4	-6
		θ	0.0	28	16	4	-10	-26	-42
	Sediment yield	α	3.0	41	22	3	-3	-10	-19
		θ	0.0	46	27	6	-12	-39	-60
		β	5.0e-8	2	1	0	0	-1	-2
	Q_{crit}	0.1	1	0	0	0	0	0	

3.2. Model calibration and validation

Model prediction quality for runoff volume and sediment load is good with a NSE of 0.95 for runoff volumes and 0.93 for sediment loads (Figure 59). The observed runoff volumes vary from 9,107 m³ to 553,407 m³ with a RMSE of 34,120 m³. The observed sediment yields range from 0.2 t to 733.7 t and the RMSE of 34.4 t. Model performance is in the same order of magnitude for the Austreberthe and Andelle catchments with NSE values of 0.94 and 0.97 for the runoff volumes, and 0.99 and 0.61 for the sediment loads respectively. Conversely, for the Yères catchment, model prediction accuracy is low, with NSE values of -0.11 for runoff volumes and -0.27 for sediment loads.

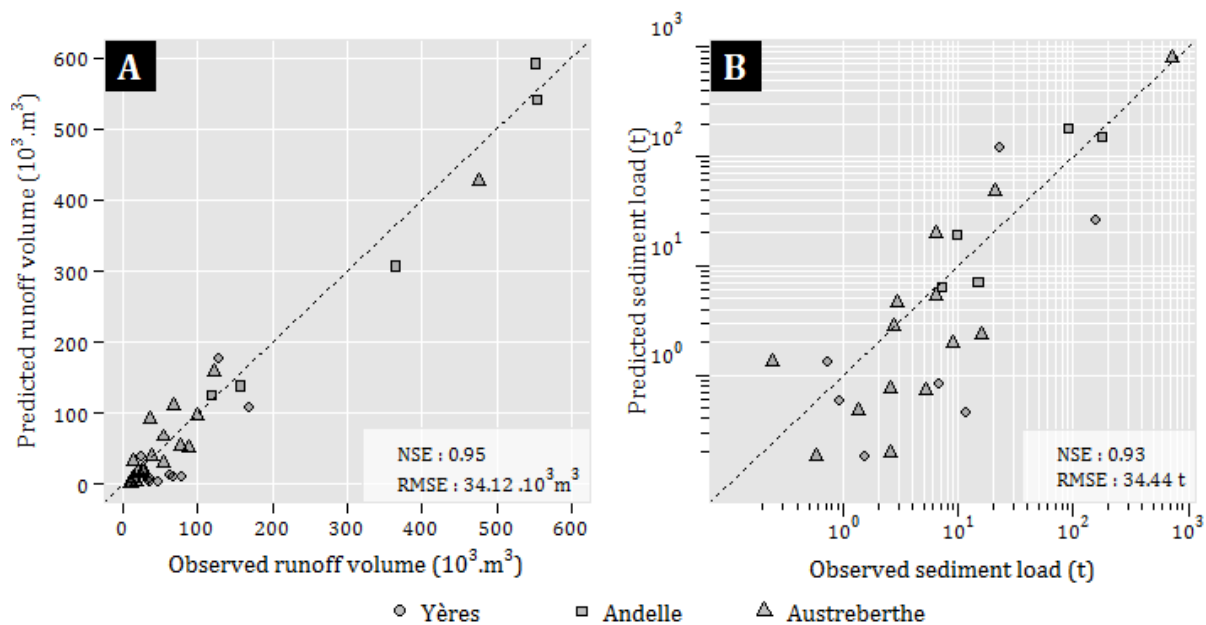


Figure 59: Observed versus predicted values of runoff volumes (A) and sediment loads (B) by the WATERSED model after calibration for the Yères River, the Austreberthe River, and the Andelle River (NSE: Nash-Sutcliffe efficiency; RMSE: Root Mean Square Error).

In spite of observed low runoff coefficients for the Yères catchment, the model predicted consistent runoff volume and associated sediment load. For all of the studied rainfall/runoff events, the runoff coefficient varied from 0.41% to 4.00% with an average of 1.30% (Table 14). The WATERSED model simulated re-infiltration for approximately 99% of the total rainfall and delivered runoff volume and sediment load with the same order of magnitude compared to observed values. At this level of accuracy, a slight under or overestimation of infiltration and re-infiltration processes can have a marked effect on the predicted runoff volumes at catchment outlets. Low values of runoff volume also mean that processes responsible for the decrease in

runoff coefficients and specific sediment yields are not significant at the catchment scale (100-1000 km²) rather they occur upstream within the catchment, at smaller spatial scales.

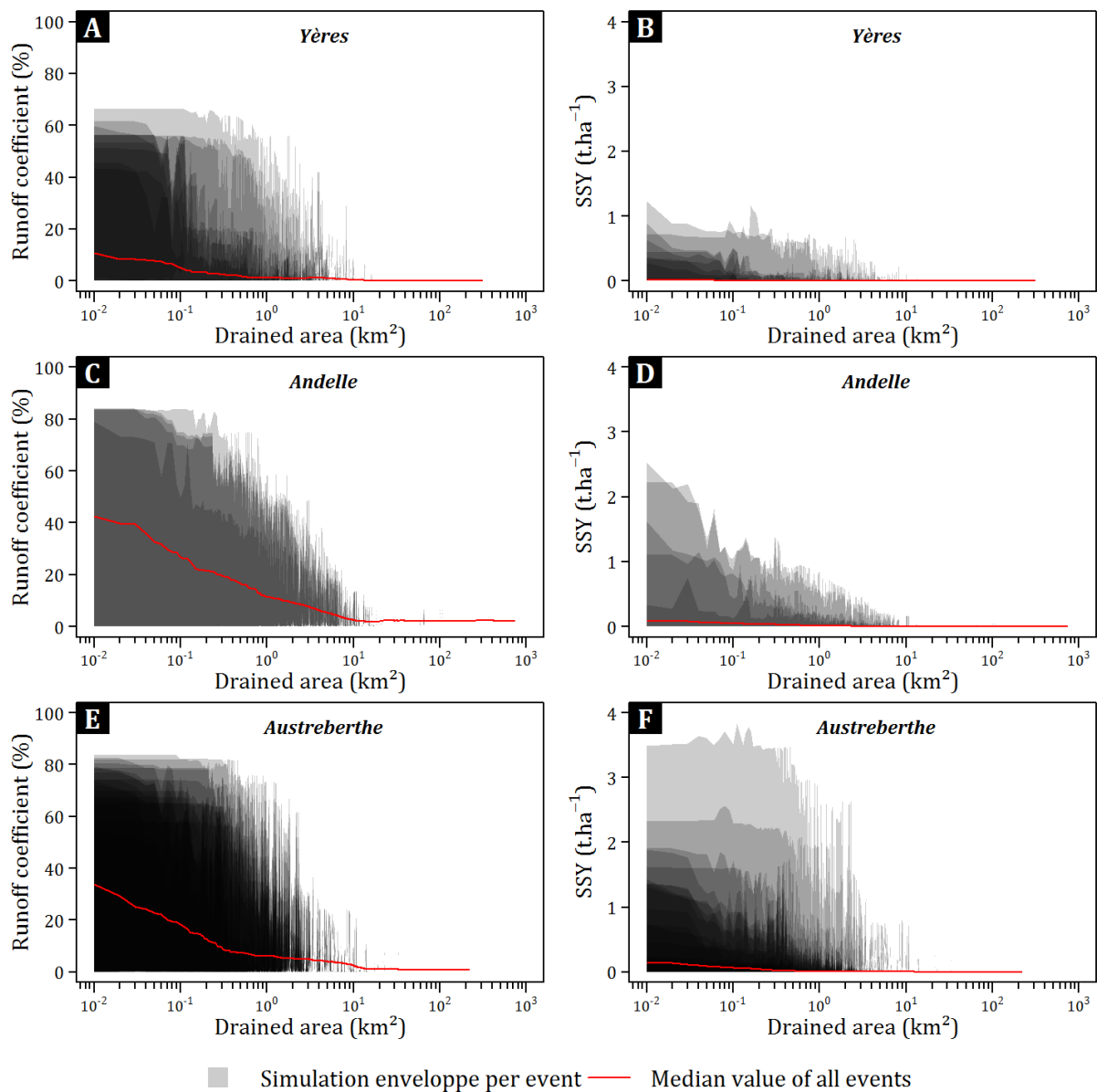


Figure 60: Scale effect on the runoff coefficients and the specific sediment yields (SSY) of the rainfall/runoff events used for model calibration for the Yères catchment (A, B), the Andelle catchment (C, D), and the Austreberthe catchment (E, F). Envelopes represent minimum and maximum value per 1 ha drained area class. The red line represents the median scale effect calculated from all rainfall/runoff events.

Median runoff coefficient for the study catchments follows a decreasing trend in the interval 10-50% at the field scale (0.01 km²) to 0-5% at the small catchment scale (10 km²) (Figure 60A, 60C, and 60E). This decrease of the runoff coefficients with scale is accompanied by a similar

decrease in the variance. This trend is likely explained by a decrease of heterogeneity for the upslope area characteristics (e.g. proportion and location of land use and topography) with increasing spatial scale, resulting in a decrease of changes in the hydrological and sedimentary response at the catchment outlet. The decrease of runoff coefficients in the Western Paris Basin was previously reported from the plot scale to the small catchment scale (Cerdan et al., 2004). Based on three monitoring sites at three spatial scales (0.04 ha, 90 ha and 1100 ha), these authors observed runoff coefficients at the plot scale (0.04 ha) in the range 0-90% and in the interval 0-5% at the small catchment scale (1100 ha or 11 km²).

Similarly, the WATERSED model reproduces a decreasing trend with soil erosion rate in the interval 0-4 t.ha⁻¹.y⁻¹ at the field scale, and 0-0.3 t.ha⁻¹.y⁻¹ at the catchment scale (Figure 60B, 60D, and 60F). Similarly to runoff, a decrease of the variance is observed with the increase of the drained area. A decrease was also described in the Western Paris Basin by Delmas et al., (2012). At the field scale, these authors reported a mean erosion rate of 3.3 t.ha⁻¹.y⁻¹, 0.6 t.ha⁻¹.y⁻¹ at the hillslope scale, compared to 0.10 t.ha⁻¹.y⁻¹ at the catchment scale.

The WATERSED model thus effectively simulates runoff and erosion processes at large spatial scales (100-1000 km²) by simulating hydrological properties for each cell during the runoff duration in comparison to the STEAM model that modelled properties for the rainfall duration and introduced different parameters for rill and interrill erosion. At the catchment outlet, there was good agreement between observed and predicted runoff volumes and sediment loads. At the catchment scale, the model reproduces the scale dependency of runoff coefficients and erosion rates with predicted values in the same order that observed values previously measured by different authors at the field scale, at the hillslope scale, and at the small catchment scale. These results emphasize the use of the model over a long time period (September 1998 – August 2010) in order to assess the influence of land uses and climate settings through the year on the hydrological and sedimentary response of these catchments.

3.3. Model application over a long time period (1999-2010)

Runoff and erosion risk associated to rainfall and land cover seasonality

There were 1097 rainfall events (>1 mm) occurred in the Yères catchment between September 1998 and August 2010, 1114 rainfall events in the Andelle catchment, and 1170 rainfall events in the Austreberthe Catchment. Between 1998 and 2010, the average annual rainfall was 783 mm for the Yères catchment (Figure 61A), 870 mm for the Andelle catchment (Figure 61C), and 838 mm for the Austreberthe catchment (Figure 61E).

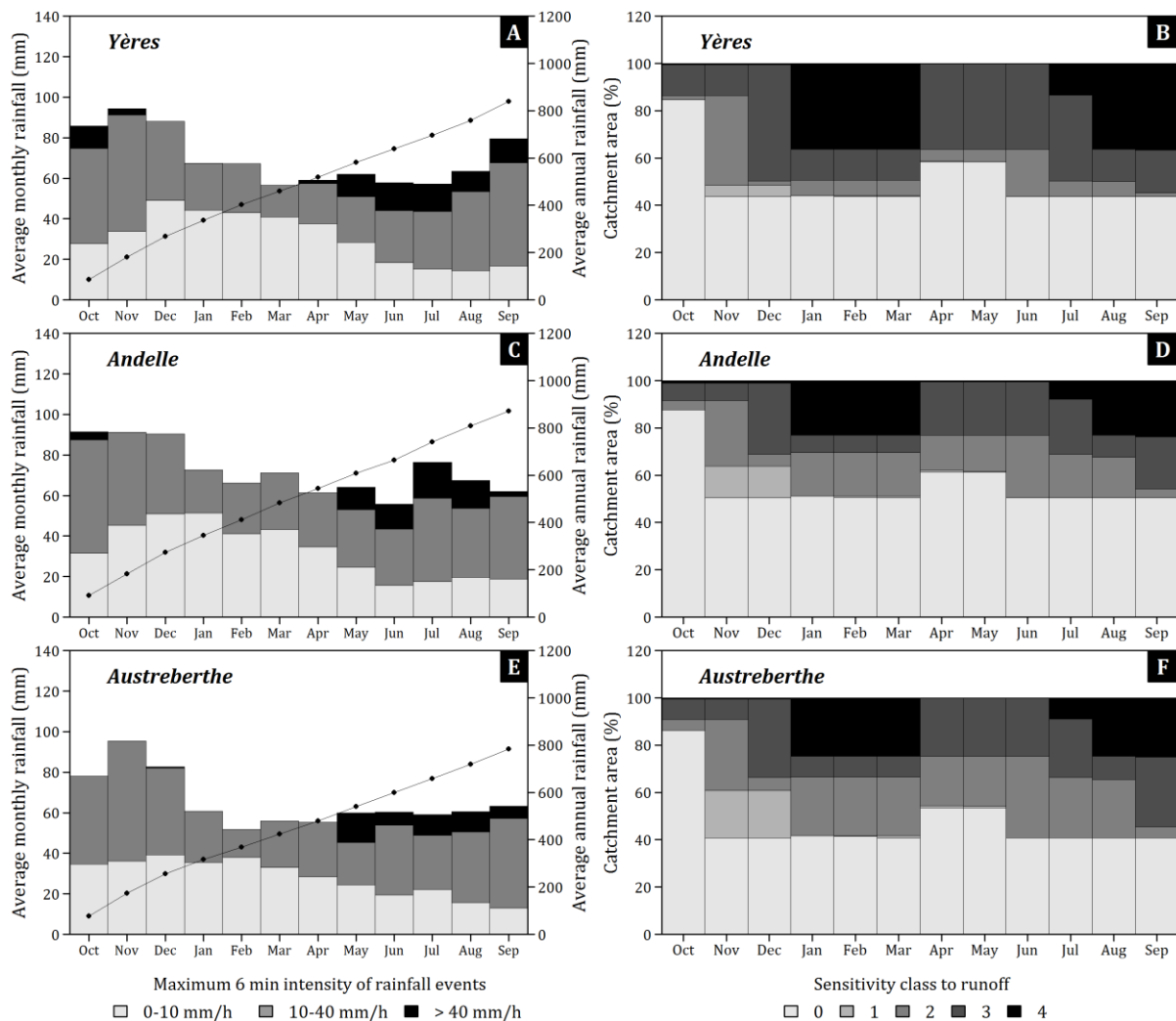


Figure 61: Mean monthly distribution of rainfall depth, and cumulative rainfall height for the Yères (A), Andelle (C), and Austreberthe (E) catchments. For each month, the rainfall height of each event is classified according the maximum 6-min rainfall intensity class defined by Cerdan et al., (2002b). Mean monthly distribution of the catchment area sensitive to runoff generation according the class defined by Cerdan et al., (2001) for the the Yères (B), Andelle (D), and Austreberthe (F) catchments.

Maximum rainfall depth is observed in winter (November and December) and the minimum in summer (June, July, and August). Intense thunderstorms (i.e. with a maximum 6-min intensity greater than 40 mm.h⁻¹), are mainly observed from the end of spring (May) to the end of summer (September). These events represent an average 3.1% of the total number of monthly events, though 15% of the monthly rainfall height and 6.5% of the annual rainfall height. Between May and November, monthly rainfall depth is derived from rainfall events with maximum 6-min intensity in the range 10-40 mm.h⁻¹. The contribution from these events increases from May (38%) to November (57%). Conversely, the contribution from low intensity events (0-10 mm.h⁻¹) is greatest in January (65%) and decreases to its lowest contribution in August (24%) before increasing again through the remainder of the year.

The risk of runoff generation per month (Figure 61B, 6D, and 6F) was derived from the area of the common crops of the three studied catchments between 1998 and 2010, the associated soil surface characteristics for each month, and the table of sensitivity for runoff generation, function as the infiltration rate (Cerdan et al., 2001). No significant differences between catchments are observed for the monthly runoff risk as land cover is similar (Figure 57). For all of them, very high sensitivity for runoff generation (class 4) is observed for winter months (January, February, March) and summer months (July, August, and September), mainly associated to the cultivation of soft wheat (winter crop), sowing in October. Soil degradation is particularly high during this period, because of soil surface is not protected by vegetation.

From October to January, depending of the rainfall depth (Evrard et al., 2010b), soil degradation involves a transition of soil surface crusting stage with an initial fragmentary state in October (i.e. F0), an altered fragmentary state in November (i.e. F11), depositional crusts in December (i.e. F12), and a continuous state with depositional crusts in January (i.e. F2). Vegetation cover is then sufficiently high to reduce the runoff risk to class 3 from April to July. High sensitivity for runoff generation observed in July is associated to the cultivation of late spring crops, covering only a small fraction of cultivated areas. The sowing of late spring crops generally occurs in April. In the same way that winter crops, soil degradation occurs in approximately four months, giving continuous state with depositional crusts in July.

For other months, the runoff risk for this crop reach up to maximum class 3. Very high runoff risk (class 4) observed in August and September is associated to the soft wheat harvest, where soil surface is less protected. The proportion of the catchment area affected by very high sensitivity to runoff obviously depends on the extent area of the crop wheat. Observing the runoff sensitivity class greater than 0, a high risk of runoff is widespread all throughout the year and reach up to maximum 56% of the catchment area for the Yères catchment, 50% for the Andelle

catchment, and 59% for the Austreberthe catchment. High risk of interrill erosion is restricted to the period following the crop sowing (Evrard et al., 2010b).

Two periods present a very high risk for runoff generation. The highest risk is observed from summer to the beginning of autumn, where the intense thunderstorms fall during the sowing of late springs crops and the harvest of winter crops. Another high risk is during winter with the combination of large cumulative rainfall height, moist fields, continuous state with depositional crusts observed for winter crops involve runoff generation, even low and medium intensity of rainfall events is observed.

Inter-annual and seasonal variability of runoff and erosion at the catchment outlet

Seasonal variation of runoff and erosion were assessed over a 12 year rainfall sequence from September 1998 to August 2010 (Figure 62). The inter-annual variability was relatively low, with a coefficient of variation of 19%. The driest year was 2005 (603 mm) and the wettest was 2001 (1160 mm). Annual runoff ranged between 2.2 mm in 2010 to 8.4 mm in 2008 for the Yères catchment, between 12.9 mm in 2005 to 41.0 mm in 2002 for the Andelle catchment, and between 6.6 mm in 2005 to 15.1 mm in 2001 for the Austreberthe catchment. The inter-annual variability of annual erosion rate was more significant than runoff, with a coefficient of variation of 92%. Erosion varied between 0.8 t.km⁻² in 2005 to 17.0 t.km⁻² in 2008 for the Yères catchment, between 7.1 t.km⁻² in 2005 to 46.0 t.km⁻² in 2002 for the Andelle catchment, and between 0.6 t.km⁻² in 2003 and 7.9 t.km⁻² in 2008 for the Austreberthe catchment.

These results demonstrate that the inter-annual variability of runoff and erosion does not necessarily correspond to the inter-annual variability of the annual rainfall. For example, the maximum annual rainfall is observed for 2001 for the three studied catchments. The maximum runoff height is observed for 2002 for the Yères and Andelle catchments and for 2001 for the Austreberthe the catchment. Moreover, the maximum erosion rate is observed in 2002 for the three catchments.

The inter-annual variability of runoff and erosion was then explored by observing the number of extreme events exceeding different thresholds of cumulative rainfall height. No relationship was founded, indicating the need to consider the runoff depth on the whole catchment for each event. Indeed, a good correspondence is observed between the number of rainfall events giving a runoff depth greater than 5 mm (defined arbitrarily) in the fields and the inter-annual variability of the runoff depth observed at the outlet of the three studied catchments. The 2002 year for the Yères and Andelle catchments and the 2001 year for the Austreberthe catchment correspond to the year with the maximum number of events with a mean runoff depth greater than 5 mm.

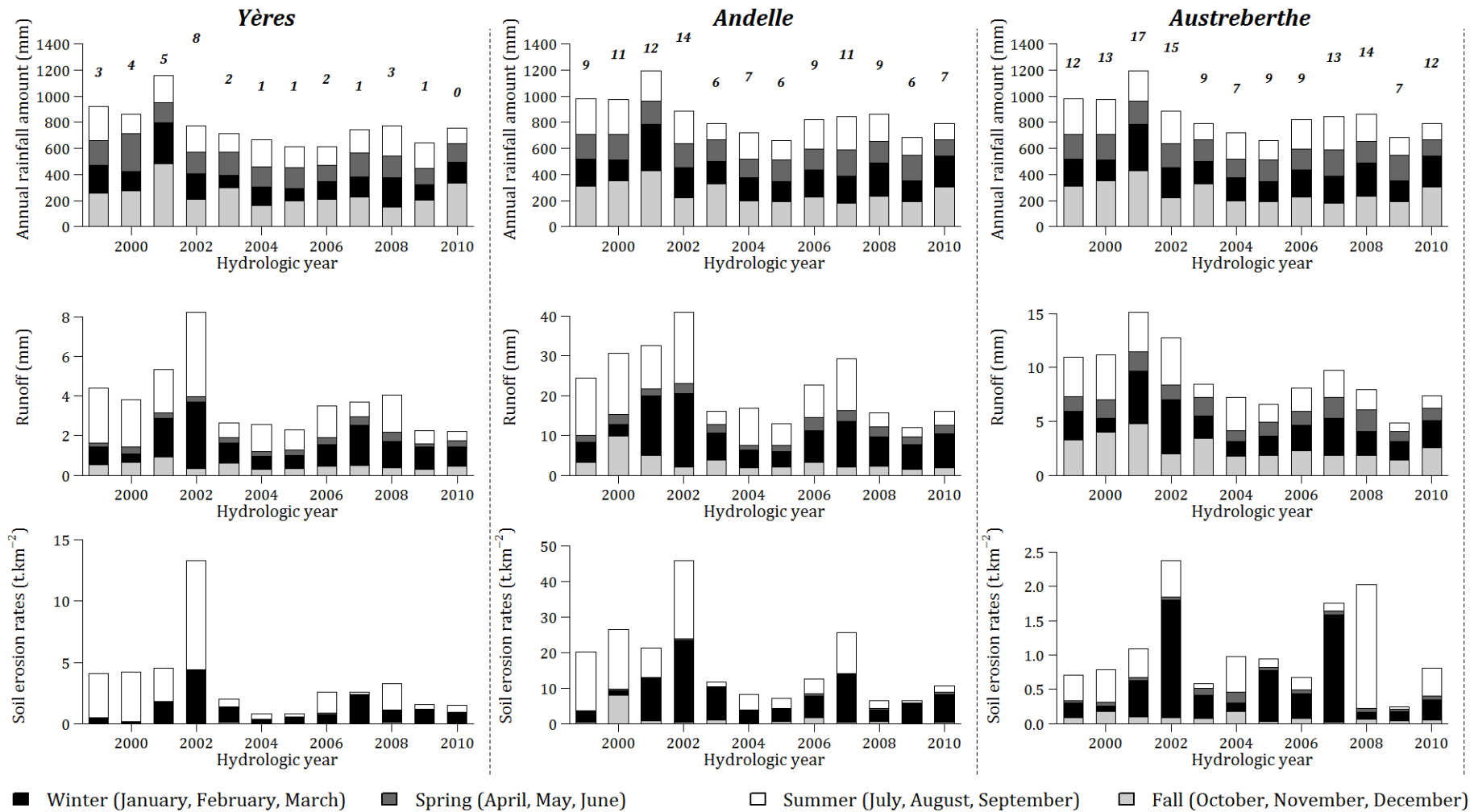


Figure 62: Inter and intra-annual variability of observed rainfall, runoff, and erosion simulated by the WATERSED model from September 1998 to August 2010 for the Yères, Andelle, and the Austreberthe catchments. Bold figures correspond to the number of annual rainfall events giving a mean runoff depth on the entire catchment greater than 5 mm.

The intra-annual variability of runoff and erosion was mainly observed in summer (July, August, and September) and in winter (January, February, and March). In average, these two periods represent 82% of the annual runoff for the Yères catchment, 77% for the Andelle Catchment, and 58% for the Austreberthe catchment (Table 16). Erosion rates are even higher during these periods with 98% for the Yeres catchment, 92% for the Andelle catchment, and 93% for the Austreberthe.

Table 16: Mean seasonal contributions on total runoff volumes and sediment loads simulated by the WATERSED model on the period 1998-2010 at the outlet of the Yères, Andelle, and Austreberthe catchments.

Contribution of season (%)	Yères		Andelle		Austreberthe	
	Runoff	Erosion	Runoff	Erosion	Runoff	Erosion
Fall	11	1	13	6	25	4
Winter	29	21	35	38	27	25
Spring	8	1	10	1	17	3
Summer	53	77	42	54	31	68

Seasonal variability of runoff and erosion production

At the field scale (625 m²), the critical combination of soil surface characteristics and climate settings during winter and summer involves high values of runoff depth, catchment area with runoff, and gross erosion. A median value was extracted per variable and per event, and the range values are presented per season on the Figure 63. During winter, the runoff height reaches on average 1.1 mm for the Yères catchment, 2.2 mm for the Andelle catchment, and 2.7 mm for the Austreberthe catchment. During summer, high values are also observed with 1.4 mm for the Yères catchment, 2.8 mm for the Andelle catchment, and 3.0 mm for the Austreberthe catchment. Moreover, the percentage of the catchment area, where runoff was observed, is particularly high during these seasons: 24% on average for the Yères catchment, 39% for the Andelle catchment, and 44% for the Austreberthe catchment. During extreme events, these percentage reach a maximum 59% for the Yères catchment, 50% for the Andelle catchment, and 62% for the Austreberthe catchment, which correspond to the maximum extent of the catchment area affected by a risk of runoff generation equal or greater than 1 (Figure 61).

During fall and spring, runoff depth is low, with 0.8 mm on average during fall, and 0.9 mm during spring, on the whole catchments. The associated variance is also particularly low. The percentage of catchment area with runoff decreases to 2% for the Yères catchment, 20% for the Andelle catchment, and 14% for the Autreberthe catchment. Therefore, the extent of the catchment affect by high runoff height is much higher than during fall and spring. This means more sediment production during winter and summer for all studied catchments. During winter and summer, gross erosion is 14.2 t.km⁻² whereas during fall and spring, gross erosion is 5.5 t.km⁻².

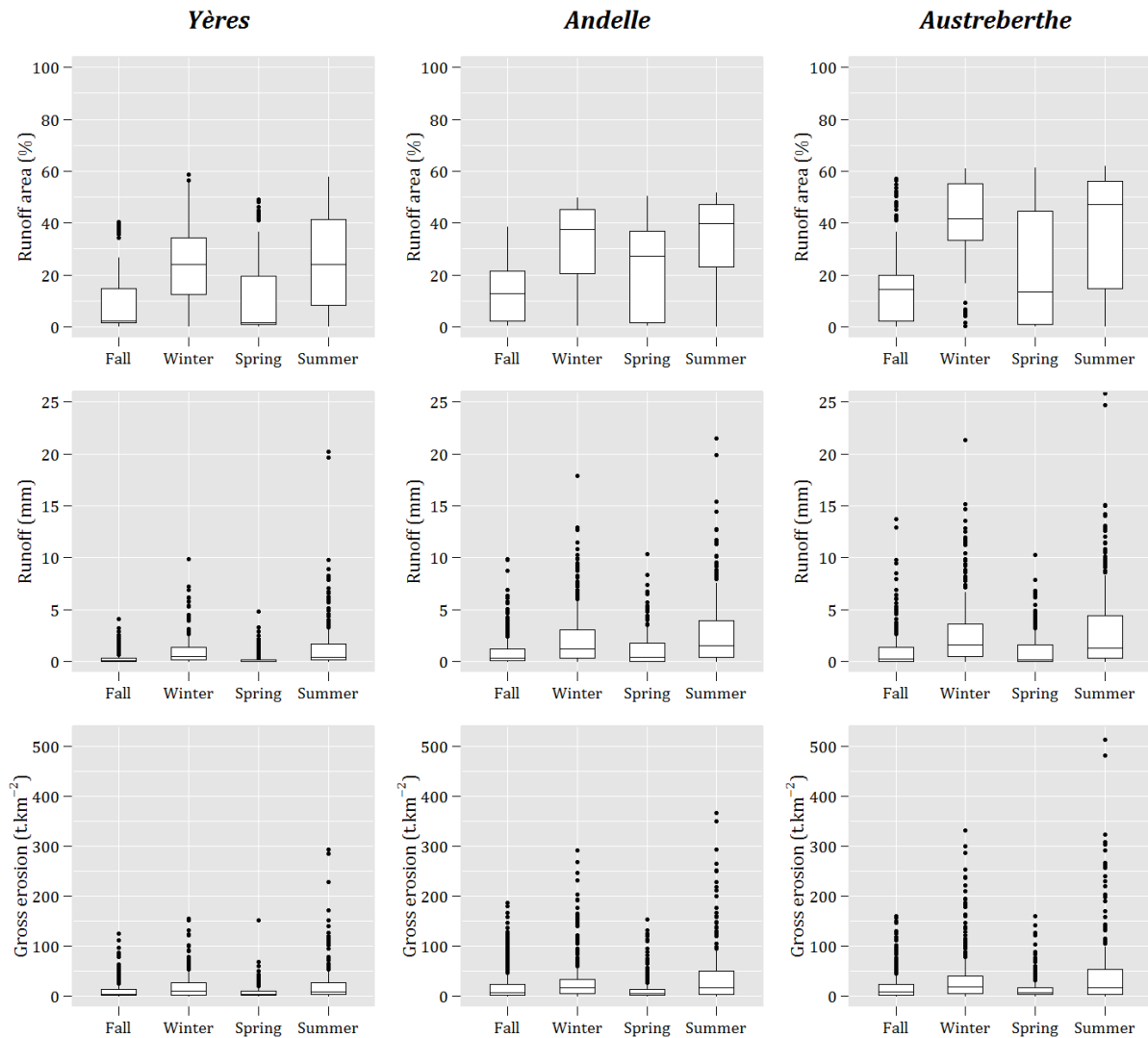


Figure 63: Seasonal boxplot of the percentage of the catchment area with runoff, runoff height (total runoff volume divided by the catchment area with runoff), and mean gross erosion (total gross erosion divided by the catchment area with runoff) for the three studied catchments.

Seasonal variability of the scale effect

As previously observed in the model calibration step, runoff and erosion tend to decrease with the increase of the spatial scale because of water storage and sediment deposition processes on hillslopes. From all simulated events, a median scale effect on runoff coefficients and erosion rates was computed per season and per catchment (Figure 64).

During winter and summer, at the field scale (625 m²), the runoff coefficient is on average 25% for the Yères River (Figure 64A), 43% for the Andelle River (Figure 64C), and 51% for the Austreberthe catchment (Figure 64E). The runoff coefficient decreases until the hillslope scale (1 km²) for the Yères catchment and until the small catchment scale (10 km²) for the Andelle and the Austreberthe catchments. The runoff coefficient reaches 2.1% for the Yères catchment, 3.0% for the Andelle catchment, and 2.0% for the Austreberthe catchment. Between both scales, the reduction on the runoff coefficients is 92% for the Yères catchment, 93% for the Andelle catchment, and 96% for the Austreberthe catchment. Erosion rates follow a similar decreasing trend with highest median erosion rates at the field scale were observed for the Austreberthe catchment (11.0 t.km⁻²), followed by the Andelle (5.8 t.km⁻²) and the Yères (3.6 t.km⁻²) catchments. For all catchments, the decrease is mainly observed from the field scale (625 m²) to the hillslope scale (~1 km²) (Figure 64B, 9D, and 9F). At this spatial scale, the erosion rates reach 0.17 t.km⁻² for the Austreberthe catchment, 0.29 t.km⁻² for the Andelle catchment, and 0.05 t.km⁻² for the Yères catchment, corresponding to a reduction of 98%, 95%, and 99%, respectively.

During spring and fall, runoff coefficients and erosion rates at the field scale are smaller (Figure 63 and 64). On average, the runoff coefficient is 15% for the Yères catchment, 26% for the Andelle catchment, and 28% for the Austreberthe catchment. The erosion rates reach 1.54 t.km⁻², 1.38 t.km⁻², and 3.95 t.km⁻². The scale effect is even more pronounced than during winter and summer. The decrease of the runoff coefficients and erosion rates is mainly observed until the hillslope scale (~1 km²) for the three catchments. At this spatial scale, the runoff coefficients reach 0.75% for the Yères catchment, 2.37% for the Andelle catchment, and 0.95% for the Austreberthe catchment, corresponding to a reduction of 95%, 91%, and 97%, respectively. The decrease of erosion rates is even more marked, with 0.03 t.km⁻² for the Yères catchment, 0.02 t.km⁻² for the Andelle catchment, and 0.02 t.km⁻² for the Austreberthe catchment, representing a reduction of 99% for all catchments.

During spring and fall, runoff and sediment production is lower than the storage potential on hillslopes. As consequence, the scale effect is particularly pronounced from the field scale (625 m²) to the hillslope scale (~1 km²). Only a fraction of runoff and sediment is delivered to the stream network. During winter and summer, runoff and sediment production per event is greater than during fall and spring for all catchments. The possibilities of storage on hillslopes are

insufficient to observed water and sediment retention values in the same order of magnitude than during fall and spring. Therefore, the scale effect is less pronounced and similar values are observed for drained areas greater than 10 km². The scale transition to higher drained areas also means the emergence of perennial stream network. Perennial stream network appear for a drained area of 16.7 km² for the Yères catchment, 7.8 km² for the Andelle catchment, and 38.9 km² for the Austreberthe catchment. Insofar the scale effect is limited to the stream network, a higher proportion of runoff and sediment can be thus delivered to the stream network during winter and summer.

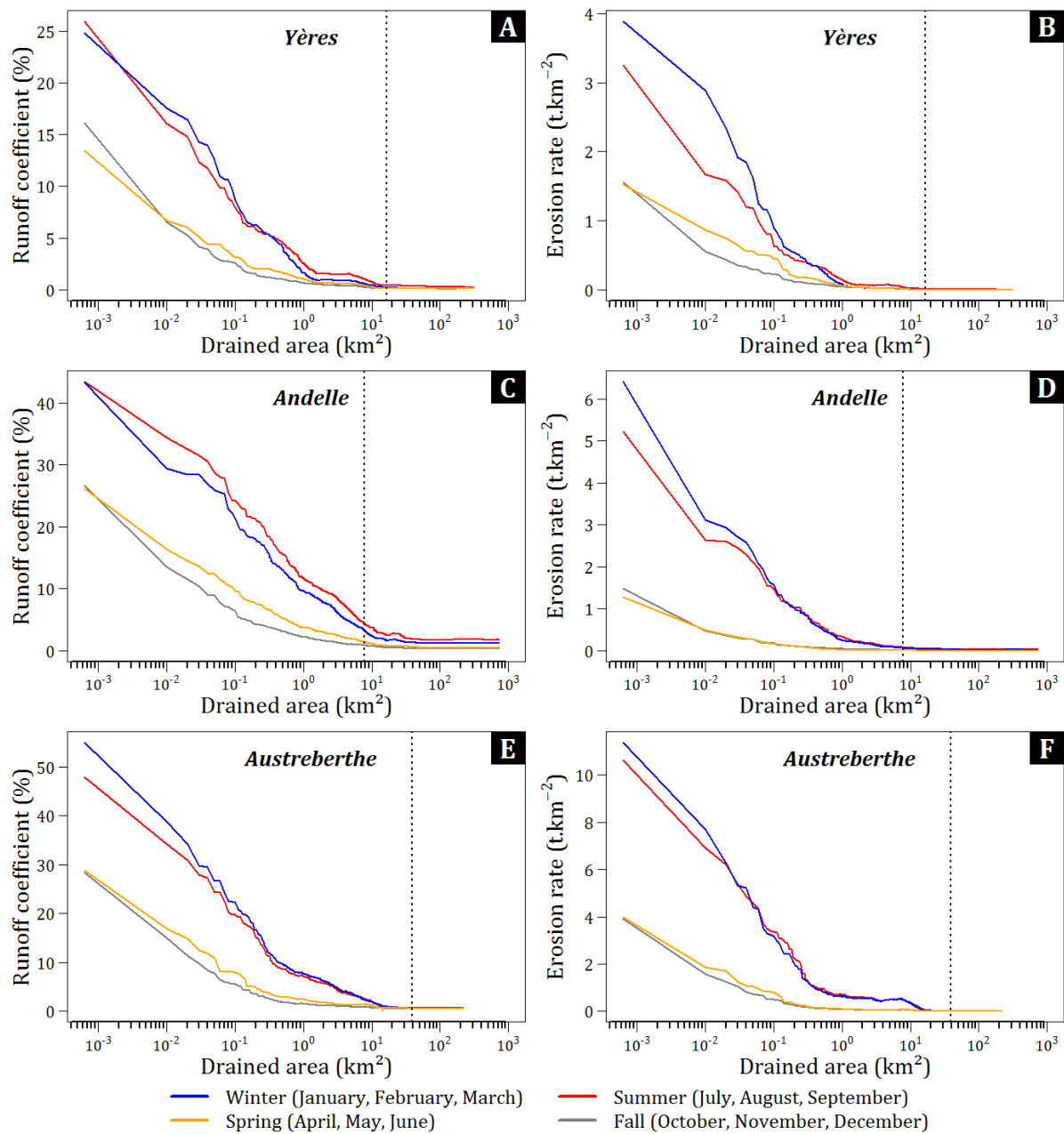


Figure 64: Event median scale effect on runoff coefficients and erosion rates per season and per catchment from all simulated events by the WATERSED model from 1998 to 2010. The dotted line marks the emergence of a perennial stream network.

Scale effect during extreme events and consequences on the annual exports

During extreme events the increase in the runoff production decreases the possibilities of storage until the stream network. Large proportions of the rainfall can be delivered to the stream network and runoff coefficients at the catchment outlet can reach a maximum of 6.7% for the Yères catchment, 17.1% for the Andelle catchment, and 10.0% for the the Austreberthe catchment. Similarly, the proportion of the gross erosion delivered to the catchment outlet can be also particularly high: until 8.9% for the Yères catchment, 13.7% for the Andelle catchment, and 5.1% for the Austreberthe catchment. Therefore, these events have a large influence on the annual budget of runoff and erosion at the outlet of the three studied catchment (Figure 65). Of the 91 rainfall/runoff events observed on average per year for the Yères catchment, 50% of the annual runoff volume is exported during 5 extreme events. For the Andelle and Austreberthe catchments the number of events need to reach this percentage is 6 and 9, respectively. For sediment loads, 50% of the annual sediment load is exported in 2 events for the Yères catchment, 3 events for the Andelle catchment and 2 events for the Austreberthe catchment. Therefore, the inter-annual variability of runoff and erosion mainly depends on the number of these extreme events per year and their distribution through the year, especially during periods of high risk of runoff generation.

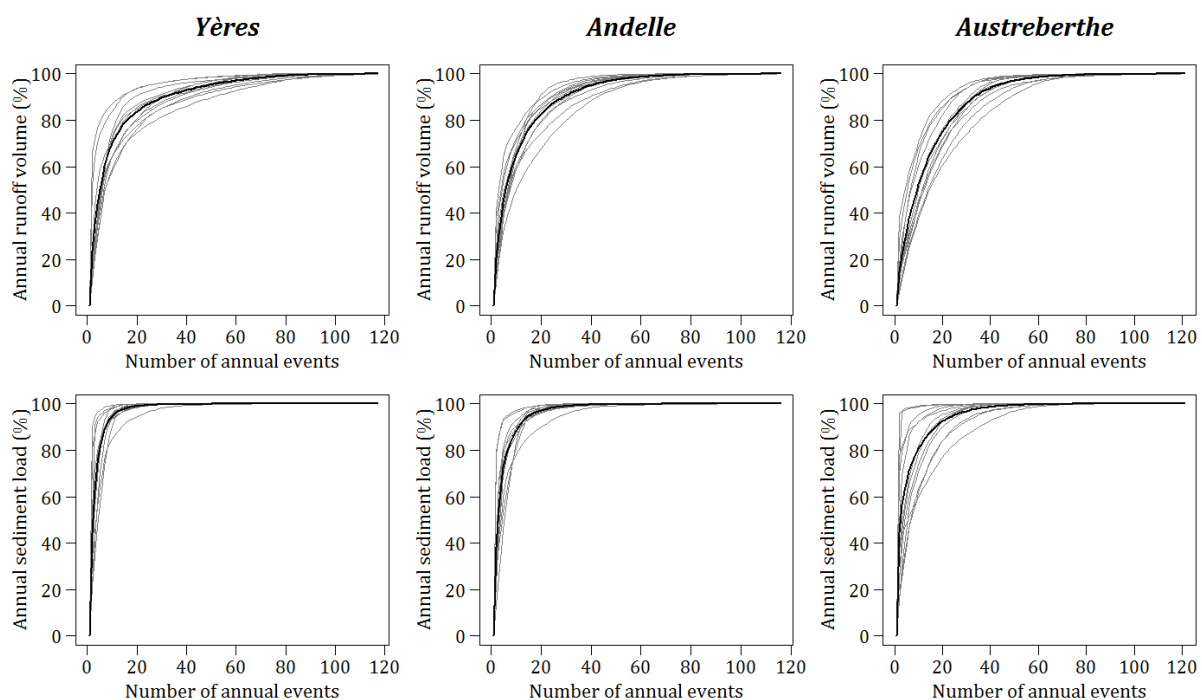


Figure 65: Percentage of annual runoff volume and sediment load exported in relation with the number of rainfall/runoff events per year for each of the three studied catchments.

The analysis of the three catchments demonstrates significant differences in surface runoff and erosion responses between the field scale and the catchment scale. The Andelle catchment was identified as the basin with the lowest proportion of its drained area affected by a high risk of runoff generation. However, the rapid emergence of a perennial stream network with the spatial scale involves a large amount of runoff and sediment delivered to its stream network. Conversely, the Austreberthe catchment was characterized by the highest proportion of its drained area affected by a high risk of runoff generation and by the highest runoff coefficients and erosion rates at the field scale. The possibilities of runoff and sediment storage on hillslopes are particularly high because of the emergence of stream network for drained areas 5 times greater than the Andelle catchment. Consequently, runoff coefficients and erosion rates are particularly low at the outlet of this catchment. Between these two catchments, the Yères catchment is marked by the lowest runoff and sediment production at the field scale and a pronounced scale effect, giving low values on runoff coefficients and erosion rates at the catchment scale.

Inter-annual variability of the scale effect

The understanding of runoff and sediment response at different scales needs to consider the location and the amount of runoff and sediment production within the catchment, and the capacity of downstream flow path to rout overland flow and sediment. This capacity is limited by the local conditions (slope, land use) and is restricted by the emergence of a perennial stream network. The scale effect is thus mainly observed from the field scale to the small catchment scale, without a permanent stream network (Figure 66). At the annual scale, runoff coefficients at the field scale reach on average 20% for the Yères catchment, 41% for the Andelle catchment, and 40% for the Austreberthe catchment. Runoff coefficients decrease to 0.6% for the Yères catchment, 3.6% for the Andelle catchment, and 0.7% for the Austreberthe catchment for drained areas corresponding to the emergence of the stream network. It corresponds to a reduction of 97%, 91%, and 99%, respectively. When moving to the catchment scale, the runoff coefficient is 0.4% for the Yères catchment, 2.3% for the Andelle catchment, and 0.9% for the Austreberthe catchment. Absolute differences between both scales is particularly low, with 0.2%, 1.3% and 0.2%, respectively for a range of different sized catchments (Austreberthe catchment - 217 km², Yères catchment 309 km², or Andelle catchment - 756 km²). The same observations can be made for erosion rates. At the field scale, the sediment delivery ratio is 0.32 for the Yères catchment, 0.33 for the Andelle catchment, and 0.53 for the Austreberthe catchment. At the catchment scale, the sediment delivery ratio decrease to 0.004 for the Yères catchment, 0.008 for the Andelle catchment, and 0.001 for the Austreberthe catchment. These results are in line with the theoretical decreasing relationships on runoff and erosion previously proposed by [Cerdan et al., 2004](#) and [Delmas et al.,](#)

2012. The developed model provides new insights on the scale issue, with a continuous quantification of the scale dependency of runoff and erosion, from the field scale to the large catchment scale.

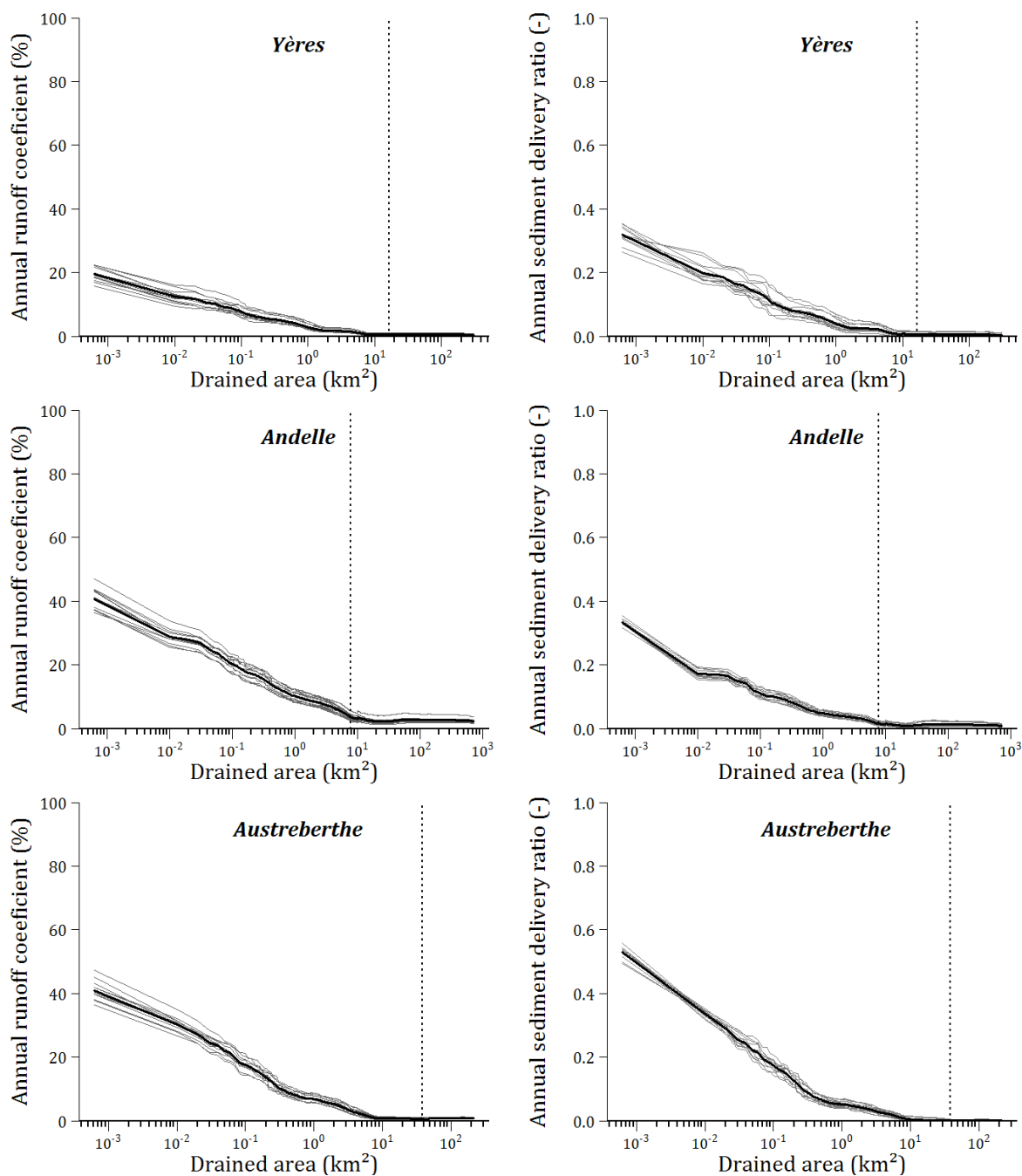


Figure 66: Annual scale effect on runoff coefficients and sediment delivery ratios for the three studied catchments. The dotted line marks the emergence of a perennial stream network.

3.4. Model evaluation and perspective developments

In this last part, the ability of the WATERSED model to provide consistent values of runoff and erosion for the long term was also assessed. This evaluation can be achieved by summarizing predicted values of all events at the annual scale or for the entire study period.

For overland flow, the predicted annual runoff between 1998 and 2010 was compared with the observed annual runoff, derived from daily discharge records at the outlet of the three studied catchments and by hydrograph separation. The performances of prediction are contrasted between catchments (Figure 67). Better results are observed for the Austreberthe catchment where low and medium values of annual runoff are reasonably predicted by the model. However, high annual runoff values are underestimated. For the Andelle catchment, a slight underestimation is observed for low and medium values of annual runoff. High values still underestimate by the model. Last, for the Yères catchment, the underestimation is particularly marked for all annual runoff values.

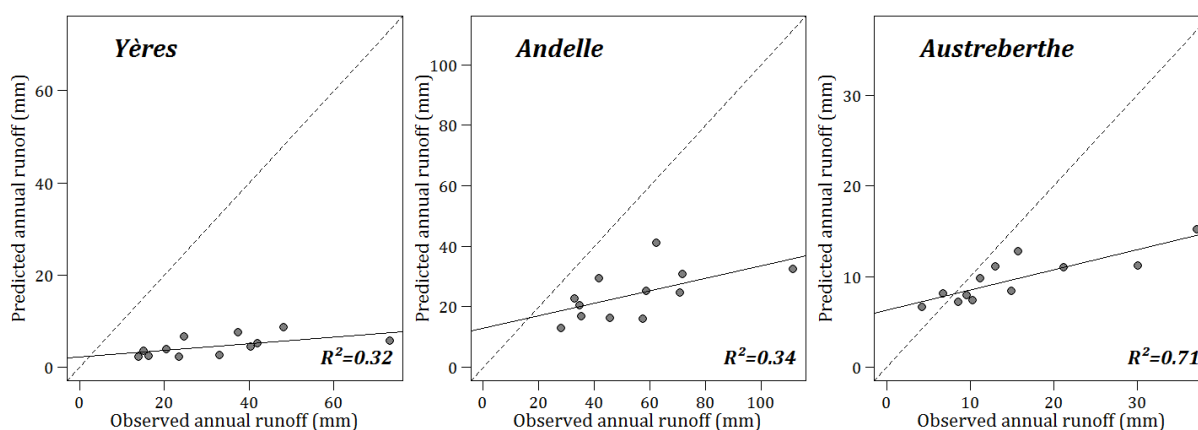


Figure 67: Observed versus predicted annual runoff amount on the period 1998-2010 for the three studied catchments.

However, for the three catchments, the annual runoff corresponds to a fraction of the annual rainfall amount. On the 1998-2010 period, the observed annual runoff coefficient reach on average 1% for the Yères catchment, 1% for the Andelle catchment, and 1% for the Austreberthe catchment. Comparing with predicted mean annual runoff coefficient, the absolute difference is less than 1% for the three studied catchments. From this point of view, the WATERSED model provides satisfactory results with respect of order of magnitude for the three studied catchments.

The underestimation of predicted annual runoff implies that infiltration and re-infiltration processes are probably overestimated. In the current version of the model, the water storage capacity of the upper soil layers is considered unlimited and saturation processes are not

represented. This limitation is particularly relevant for winter events, characterized by long rainfall durations. For these events, the re-infiltration should probably exceeded the water storage capacity. In future release of the model, the water storage capacity of soils should be taking account. Other processes should be integrated for an overall understanding of water transfer at the large catchment scale. In this study, only overland flow was considered. The scale transition from the hillslope scale to the large catchment scale means a large water supply from the chalk aquifer, giving an increase of the runoff coefficient, from 0-5% to 0-40%, between both scales (Cf. [Chapter 3](#)). A subsurface module needs to be developed to incorporate these processes.

For soil erosion, soil loss or deposition (mm) of each event was aggregated for each cell for the entire time period and for the three studied catchments ([Figure 68](#)). As expected, the major part of the catchments are affected by erosion processes: 51% for the Yères catchment, 47% for the Andelle Catchment, and 53% for the Austreberthe catchment. Soil loss is mainly in the interval [-1mm; 0mm]. Higher soil loss values are observed, until -10 mm in 12 years, but represent a small area of for the three catchments: 1.5% for the Yères catchment, 10.2% for the Andelle Catchment, and 4.0% for the Austreberthe catchment. Deposition processes extend on 18% of the drained area for the Yères catchment, 14% for the Andelle catchment, and 18% for the Austreberthe catchment. Values of soil deposition are evenly distributed than previously, with values ranging from 0 mm to +10 mm. Higher values than +10 mm are also observed, mainly located at the field boundaries or on the main flow path in the valley bottom. Last, a significant part of the drained area of the three studied catchments is not affected by erosion and deposition processes: 32% for the Yères catchment, 39% for the Andelle Catchment, and 29% for the Austreberthe catchment. These areas mainly correspond to grasslands and forests located on valley slopes.

In term of annual soil loss and soil deposition, it corresponds to values varying from -0.8 mm.y^{-1} to $+0.8 \text{ mm.y}^{-1}$, below the range value of -3mm.y^{-1} and $+4\text{mm.y}^{-1}$ found by [Evrard et al., 2010](#) for the Blosseville catchment located in the same region. In spite of respect of orders of magnitude, ^{137}Cs measurements should be realized in order to check erosion and deposition values.

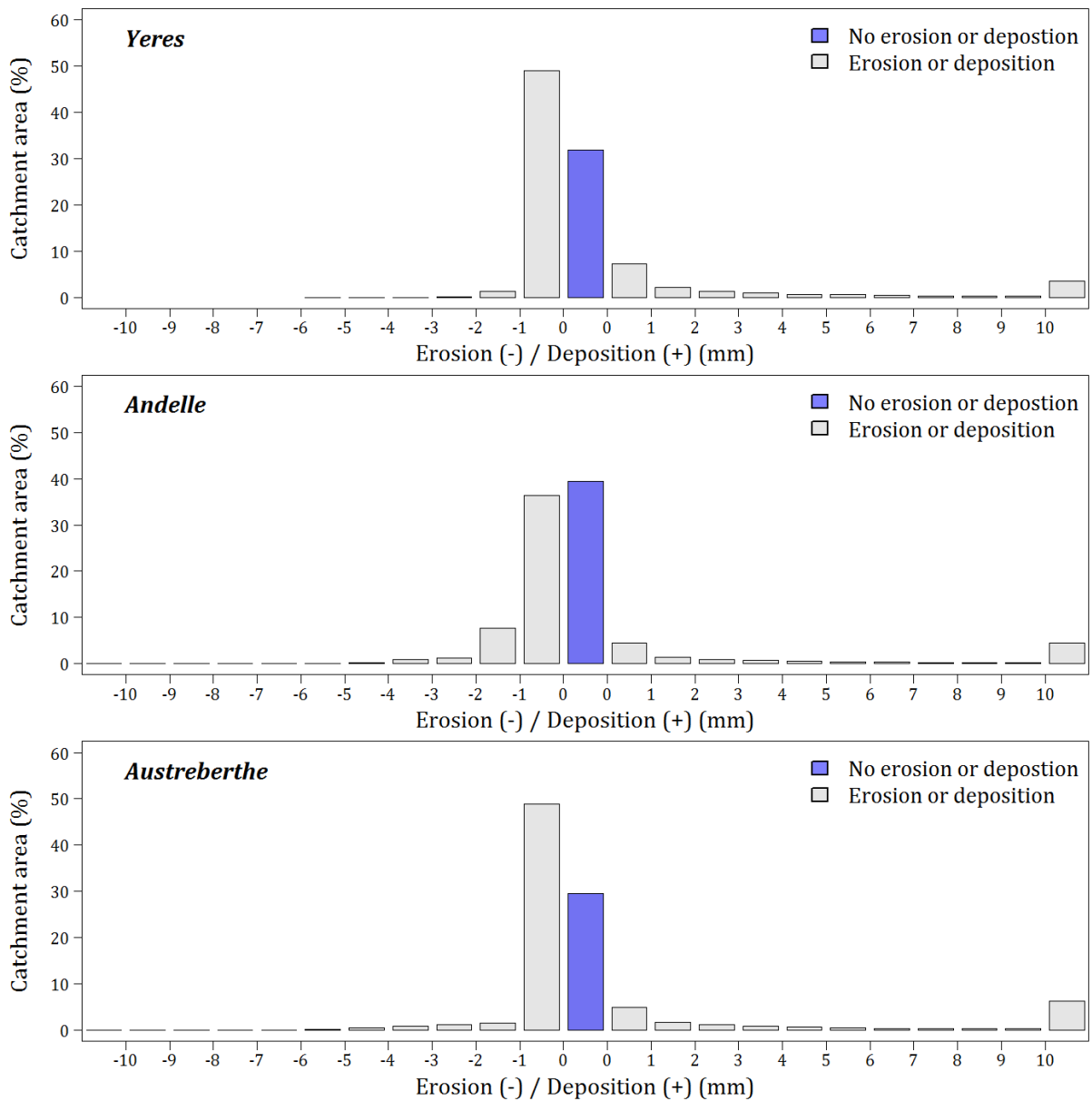


Figure 68: Distribution of the total soil erosion and deposition values within the three studied catchments. Values were obtained by aggregating values per cell and for all events simulated from September 1998 to August 2010.

4. Conclusion

In this study, the scale dependency of runoff coefficients and erosion rates on three cultivated catchments of the Western Paris Basin was investigated. The major part of these catchments are affected by a high risk of runoff generation, in relation with land cover dominated by intensive agriculture: 56% of the catchment area for the Yères catchment, 50% for the Andelle catchment, and 59% for the Austreberthe catchment. Runoff and erosion was simulated from the field scale to the catchment scale using the WATERSED model, developed and calibrated in this study. The model was applied over a 12 year rainfall sequence, from 1998 to 2010. Several conclusions were drawn from more than 1000 rainfall events simulated per catchment.

First, at the annual scale, runoff coefficients simulated at the field scale (625 m²) reach on average 20% for the Yères catchment, 41% for the Andelle catchment, and 40% for the Austreberthe catchment. Runoff coefficients decrease to 0.6% for the Yères catchment, 3.6% for the Andelle catchment, and 0.7% for the Austreberthe catchment for drained areas corresponding to the emergence of perennial stream network (1 - 10 km²). It corresponds to a reduction of 97%, 91%, and 99%, respectively. When moving to the catchment scale, runoff coefficient is 0.4% for the Yères catchment, 2.3% for the Andelle catchment, and 0.9% for the Austreberthe catchment. Therefore, this study demonstrates that the scale effect on runoff and erosion is mainly contained from the field scale to the small catchment scale, without permanent river drainage. The scale effect between the small catchment (1 - 10 km²) and the catchment size (Austreberthe catchment - 217 km², Yères catchment 309 km², or Andelle catchment - 756 km²) is clearly less significant. The same scale dependency was observed for erosion rates. At the field scale, the sediment delivery ratio is 0.32 for the Yères catchment, 0.33 for the Andelle catchment, and 0.53 for the Austreberthe catchment. At the catchment scale, the sediment delivery ratio decrease to 0.004 for the Yères catchment, 0.008 for the Andelle catchment, and 0.001 for the Austreberthe catchment.

Second, in spite of low annual rainfall variability, the inter-annual variability of the runoff volumes and erosion rates at catchment outlets was particularly high, (i.e., 37% and 92%, respectively). The inter-annual variability of runoff and erosion is closely link to the number of extreme events per year and their distribution through the year, in particularly during period of high risk of runoff generation, function of the intra-annual variability of soil surface characteristics. On average, 50% of the annual runoff volume is exported during 5 events for the Yères catchment, 6 events for the Andelle catchment, and 9 events for the Austreberthe catchment. For sediment loads, 50% of the annual sediment load is exported in 2 events for the Yères catchment, 3 events for the Andelle catchment and 2 events for the Austreberthe catchment.

Third, the seasonality of soil surface characteristics has a large influence on the intra-annual variability of runoff and erosion production at the field scale. Two seasons present a very high risk for runoff generation. The highest risk is observed from summer to the beginning of autumn, where the intense thunderstorms fall during the sowing of late springs crops and the harvest of winter crops. Then, during winter, the combination of large cumulative rainfall height, moist field, continuous state with depositional crusts observed for winter crops involve runoff generation, even low and medium intensity of rainfall events is observed. Runoff coefficients and erosion rates are particularly high for rainfall events observed during these periods. At the field scale, runoff coefficients reach on average 25% for the Yères catchment, 43% for the Andelle catchment, and 51% for the Austreberthe catchment. Erosion rates are also important with 3.6 t.km⁻² for the Yères catchment, 5.8 t.km⁻² for the Andelle catchment, 11.0 t.km⁻² for the Austreberthe catchment. During fall and spring, runoff coefficients and erosion rates at the field scale are clearly lower. On average, the runoff coefficient is 15% for the Yères catchment, 26% for the Andelle catchment, and 28% for the Austreberthe catchment. The erosion rates reach 1.54 t.km⁻², 1.38 t.km⁻², and 3.95 t.km⁻².

Fourth, the seasonality of soil surface characteristics also affected the scale dependency of runoff and erosion, from the field scale to the catchment scale. During winter and summer, the runoff coefficient decreases until the hillslope scale (~1km²) for the Yères catchment and until the small catchment scale (~10 km²) for the Andelle and the Austreberthe catchments. The runoff coefficient reaches 2.1% for the Yères catchment, 3.0% for the Andelle catchment, and 2.0% for the Austreberthe catchment. For erosion rates, the decreasing trend is mainly observed until the hillslope scale (~1 km²), where erosion rates reach 0.17 t.km⁻² for the Austreberthe catchment, 0.29 t.km⁻² for the Andelle catchment, and 0.05 t.km⁻² for the Yères. Conversely, during fall and spring, the decrease of the runoff coefficients and erosion rates is mainly observed until the hillslope scale (~1 km²) for the three catchments. Runoff coefficients are 0.75% for the Yères catchment, 2.37% for the Andelle catchment, and 0.95% for the Austreberthe catchment. Erosion rates are 0.03 t.km⁻² for the Yères catchment, 0.02 t.km⁻² for the Andelle catchment, and 0.02 t.km⁻² for the Austreberthe catchment. During spring and fall, runoff and sediment production is greatly lower than the possibilities of storage on hillslopes. As consequence, the scale effect is particularly pronounced from the field scale (625 m²) to the hillslope scale (~1 km²). At the opposite, during winter and summer, runoff and sediment production per event is greater than during fall and spring for all catchments. The possibilities of storage on hillslopes (~1 km²) are insufficient to observed water and sediment retention values in the same order of magnitude than during fall and spring. Therefore, the scale effect is less pronounced and similar values are observed for drained areas greater than 10 km². Accordingly, the understanding of runoff and sediment

response at different scales needs to consider, on the one hand, of the location and the amount of runoff and sediment production within the catchment, and on the other hand, the capacity of downstream flow path to retain or pass through overland flow and sediment. This capacity is limited by the local conditions (slope, land use) and is restricted by the emergence of a perennial stream network.

Finally, the simulation of the scale dependency of runoff and erosion, from the field scale (625 m²) to the catchment scale (100 – 1000 km²), on a long time period of 12 years, covering a large number of land use and climate settings, was never carried out thus far. This study provides new insights on the scale issue for catchments of the Western Paris Basin, and more generally for intense cultivated catchments on chalk substratum under loess cover of the European loess belt. In the context of landscape management, prevent the dramatic soil erosion of cultivated areas and the associated of off-site related problems needs a knowledge of the spatial and temporal variability of runoff and erosion. The WATERSED model has demonstrated its ability to reach this goal. In future works, the possibility to simulate soil and water conservation measures will be incorporated into the WATERSED model in order to assess the efficiency of management plans designed by decision-makers from 1998 and 2010 in the Western Paris Basin.

Chapitre 6: Diagnostic de la stratégie de maîtrise de l'érosion et du ruissellement sur le bassin de l'Austreberthe

Table des matières

1. Introduction	177
2. Matériels et méthodes.....	179
2.1. Site d'étude.....	179
2.2. Présentation du modèle WATERSED	182
2.3. Configuration du modèle WATERSED	183
2.4. Intégration des aménagements d'hydraulique douce	186
3. Résultats et discussion.....	188
3.1. Impact des aménagements sur la période 1999-2010.....	188
3.2. Évaluation de l'efficacité des différents aménagements implantés.....	191
3.3. Évaluation du schéma d'aménagement dans sa configuration actuelle (2006-2010) 194	
4. Conclusion.....	202

Résumé

Sur les bassins versants agricoles du Nord-Ouest de l'Europe, les transferts de sédiments lors d'évènements intenses de précipitation peuvent prendre des formes catastrophiques. Des coulées de boue venant des territoires agricoles à l'amont dévalent dans les villages situés à l'aval, entraînant des inondations et portant atteinte aux biens et aux personnes. Face à cet aléa, les pouvoirs publics déploient sur leur territoire de gestion un large panel de mesures de lutte contre le ruissellement et l'érosion des sols : des barrages en terre, des mares, des fascines, des haies, ou encore des bandes enherbées. Si le positionnement d'un ouvrage permet de réduire localement l'érosion et le ruissellement, l'efficacité de l'ensemble des aménagements dans la réduction globale des flux hydrologiques et sédimentaires d'un bassin versant est rarement étudiée. Cette étude se propose de pallier cette lacune par une quantification de l'érosion et du ruissellement sur plus de 1000 évènements de pluie observés entre 1999 et 2010 en présence des 89 aménagements installés sur le bassin de l'Austreberthe. Les résultats montrent tout d'abord que le choix et la localisation des aménagements sur le bassin versant sont globalement en accord avec les capacités de stockage et de piégeage de chaque type d'ouvrage. Ensuite, l'augmentation du nombre d'aménagements installés implique une efficacité croissante dans la réduction annuelle des volumes d'eau ruisselés et des flux sédimentaires à l'exutoire du bassin versant. Cette réduction annuelle est cependant limitée, car la capacité globale de piégeage en eaux de ruissellement et en sédiments est nettement inférieure aux flux hydrologiques et sédimentaires transitant sur l'ensemble du bassin versant durant les périodes d'export majeur. Malgré cette limite, de nombreux ouvrages conservent leur efficacité à une échelle locale. Enfin, les abattements sur les volumes d'eaux ruisselées et les masses de terres transférées, observées aux droits des ouvrages, ne peuvent pas être extrapolés à l'exutoire du bassin versant. Le changement d'échelle spatiale induit la contribution de sous-bassins versants qui ne sont pas affectés par des ouvrages. En conséquence, l'efficacité du schéma d'aménagement sur l'érosion et le ruissellement tend à diminuer entre l'échelle locale et l'échelle globale.

1. Introduction

Dans les bassins versants de grande culture sur limons battants de l'Ouest de l'Europe, les inondations, les coulées et dépôts boueux, ou encore les ravines sont des marqueurs catastrophiques de l'érosion accélérée des sols, et plus généralement, de l'impact des activités humaines sur l'environnement. Ces événements extrêmes sont particulièrement visibles dans le centre de la Belgique (Verstraeten and Poesen, 1999), dans le nord de la France (Ludwig et al., 1995) et également dans le sud de l'Angleterre (Boardman et al., 2003). L'augmentation de leur récurrence s'explique par la profonde mutation des paysages ruraux depuis les années 1970 : augmentation de la surface des terres arables au détriment des prairies (Bakker et al., 2008; Souchère et al., 2003b), agrandissement des parcelles agricoles par le remembrement et simplification des systèmes de rotation des cultures (Evrard et al., 2010b; Van Oost et al., 2000), expansion des aires urbaines (Antrop, 2004), ou encore chenalisation des rivières (Brookes et al., 1983; Landemaine et al., 2014). Ces transformations ont complètement modifié le continuum sédimentaire en favorisant le détachement des particules de sol sur les parcelles agricoles et le transfert des sédiments et des polluants associés vers l'aval, entraînant de graves impacts pour les milieux récepteurs : dégradation de la qualité des eaux et des habitats aquatiques des rivières et des côtes (Kronvang et al., 2003; Steiger et al., 2005), ou encore envasement des réservoirs et des lits fluviaux (Collins and Walling, 2007; Packman and Mackay, 2003). Les externalités négatives sont très nombreuses (Robinson and Sutherland, 2002; Stoate et al., 2001) et restent difficiles à quantifier financièrement en l'absence de données. Toutefois, les rares estimations réalisées sur le coût des dommages des coulées boueuses et des inondations indiquent des montants considérables : entre 17 et 176 M€ chaque année en Belgique (Evrard et al., 2007a) et entre 0.5 et 16 M€ par événement dans le nord de la France (Douvinet et al., 2015).

Devant l'ampleur des dommages infligés à la société, les pouvoirs publics prennent conscience des problématiques associées à l'érosion des sols et s'engagent dorénavant dans des actions de conservation des sols et de maîtrise de l'érosion et du ruissellement. Différentes mesures sont ainsi entreprises le long du continuum sédimentaire. Sur les parcelles agricoles, les agriculteurs sont encouragés à adopter des pratiques culturales limitant le départ de terres et favorisant l'infiltration. De nombreux travaux démontrent ainsi l'efficacité des cultures intermédiaires, du non-déchaumage des résidus de cultures, d'un travail du sol superficiel ou encore d'une gestion raisonnée des assolements et des rotations dans la réduction du ruissellement et de l'érosion (Martin et al., 2014; Ouvry et al., 2012a; Souchère et al., 2005). Cependant, la mise en place de ces bonnes pratiques dépend de la volonté des agriculteurs. En Europe, ce genre de pratiques reste limité (Holland, 2004) et prendra certainement plusieurs années voire des dizaines d'années à être généralisé (Evrard et al., 2008). Face à l'urgence d'agir, des mesures curatives sont donc

installées. En bas des parcelles agricoles et le long des chemins d'écoulement des eaux, des aménagements d'hydraulique douce (fascines, haies, bandes et chenaux enherbés) sont préconisés (Evrard et al., 2008, 2007b; Ouvry et al., 2012b). A l'exutoire des vallons secs, des ouvrages structurants (barrages en terre, bassins tampons) sont conseillés en vue de protéger les villages en fond de vallée des coulées boueuses et des inondations (Boardman and Vandaele, 2015; Evrard et al., 2010a; Fiener et al., 2005; Verstraeten and Poesen, 1998).

Chaque type de mesure doit donc être positionné à des emplacements stratégiques du bassin versant, en fonction de ses capacités à réduire le ruissellement et l'érosion venant de l'amont (Ouvry et al., 2012b). A défaut, le risque est une inefficacité des ouvrages et des aménagements, voire une aggravation des phénomènes (Dautrebande et al., 2006). Ces précautions d'usage sont d'autant plus vraies pour les aménagements d'hydraulique douce, dont les performances annoncées sont bien souvent établies sur des placettes expérimentales (Dabney et al., 1995; Le Bissonnais et al., 2004; Meyer et al., 1995; Van Dijk et al., 1996), loin de l'échelle de la parcelle agricole de plusieurs hectares pour laquelle ces aménagements sont généralement déployés. La validité de ces aménagements pour des aires drainées supérieures nécessite donc d'être investiguée.

Par ailleurs, le positionnement de chacun des ouvrages devrait être réfléchi dans le cadre d'un schéma d'aménagement à l'échelle du bassin versant (Gumiere et al., 2011). L'idée est de cibler les zones de production de l'érosion et les voies de transfert, puis de dimensionner en conséquence les mesures appropriées qui garantissent un impact significatif aux différentes échelles du bassin versant. En effet, cette efficacité entre les échelles spatiales n'est pas systématique et les performances observées à l'échelle locale (au droit des aménagements) ne peuvent pas être simplement extrapolées à l'échelle globale (exutoire du bassin versant) (Van Oost et al., 2002; Verstraeten et al., 2003). Une telle approche reste toutefois limitée car elle nécessite une connaissance fine de la variabilité spatiale et temporelle des processus d'érosion des sols et de transfert de sédiments au sein du bassin versant. Les modèles distribués à base physique sont alors de puissants outils pour atteindre cet objectif (Aksoy and Kavvas, 2005; Merritt et al., 2003; Nearing et al., 2005). Mais leur utilisation peine à être généralisée car ces modèles requièrent généralement de nombreuses données en entrée, financièrement inaccessibles par les gestionnaires. Pour pallier cette limite, le modèle WATERSED a été développé, en ciblant les processus majeurs de l'érosion et du ruissellement et évitant ainsi une sur-paramétrisation de la modélisation. Toutefois, ses fonctionnalités nécessitent d'être étendues en vue d'intégrer les différents aménagements qu'un gestionnaire est susceptible d'installer sur le bassin versant (fascines, haies, bandes enherbées, bassins, etc.).

Le bassin versant de l'Austreberthe se révèle être un cas d'étude intéressant dans l'optique de relever les différentes limites et manques précédemment annoncés. Suite aux inondations

répétées qu'a connu le bassin versant dans les années 1990, des ouvrages et aménagements d'hydraulique douce ont été installés entre 1998 et 2010 par les décideurs locaux. L'objectif de ce travail est d'évaluer l'efficacité du schéma d'aménagement déployé dans la réduction annuelle et évènementielle de l'érosion et du ruissellement à l'échelle locale et à l'échelle globale. Pour se faire, l'érosion et le ruissellement sont modélisés avec et sans aménagements pour les 1170 évènements de pluies intervenus sur la période 1998-2010. Les simulations sont réalisées à l'aide du modèle WATERSED, dont les fonctionnalités ont été étendues dans le cadre de ce travail, avec le développement d'un module « mesures de maîtrise du ruissellement et de l'érosion ».

2. Matériels et méthodes

2.1. Site d'étude

L'Austreberthe est un affluent de la Seine situé en rive droite, dans le département de la Seine-Maritime (Région Haute-Normandie), au nord-ouest de Rouen, en plein centre du Pays de Caux. Ce cours d'eau draine un bassin versant d'une superficie de 217 km². Les paysages observés sur le bassin sont caractéristiques du Pays de Caux à savoir de vastes plateaux crayeux sous couverture d'argiles à silex et de loess entaillés par un réseau de vallées assez étroites. Les pentes sont relativement faibles sur les plateaux, mais elles atteignent 5% en moyenne sur les flancs de vallée avec des maxima locaux à plus de 30%. Le climat est de type océanique avec une température moyenne annuelle de 13°C et un cumul de pluie moyen annuel variant de 750 mm à 1200 mm.

Le bassin de l'Austreberthe, tout comme la majeure partie du Pays de Caux, est occupé par des sols bruns lessivés sur limons éoliens, présentant de très bonnes propriétés agronomiques, mais particulièrement sensibles au phénomène de battance (Le Bissonnais et al., 1998). Les sols des plateaux sont donc exploités par une agriculture intensive, dominée principalement par des cultures d'hiver (blé, orge, colza) et des cultures tardives de printemps (maïs, lin, betterave) (Figure 69). Les cultures précoces de printemps sont peu représentées dans le département. Les pentes des vallées sont généralement couvertes de forêts et les fond de vallées occupées par aires urbaines ou des prairies.

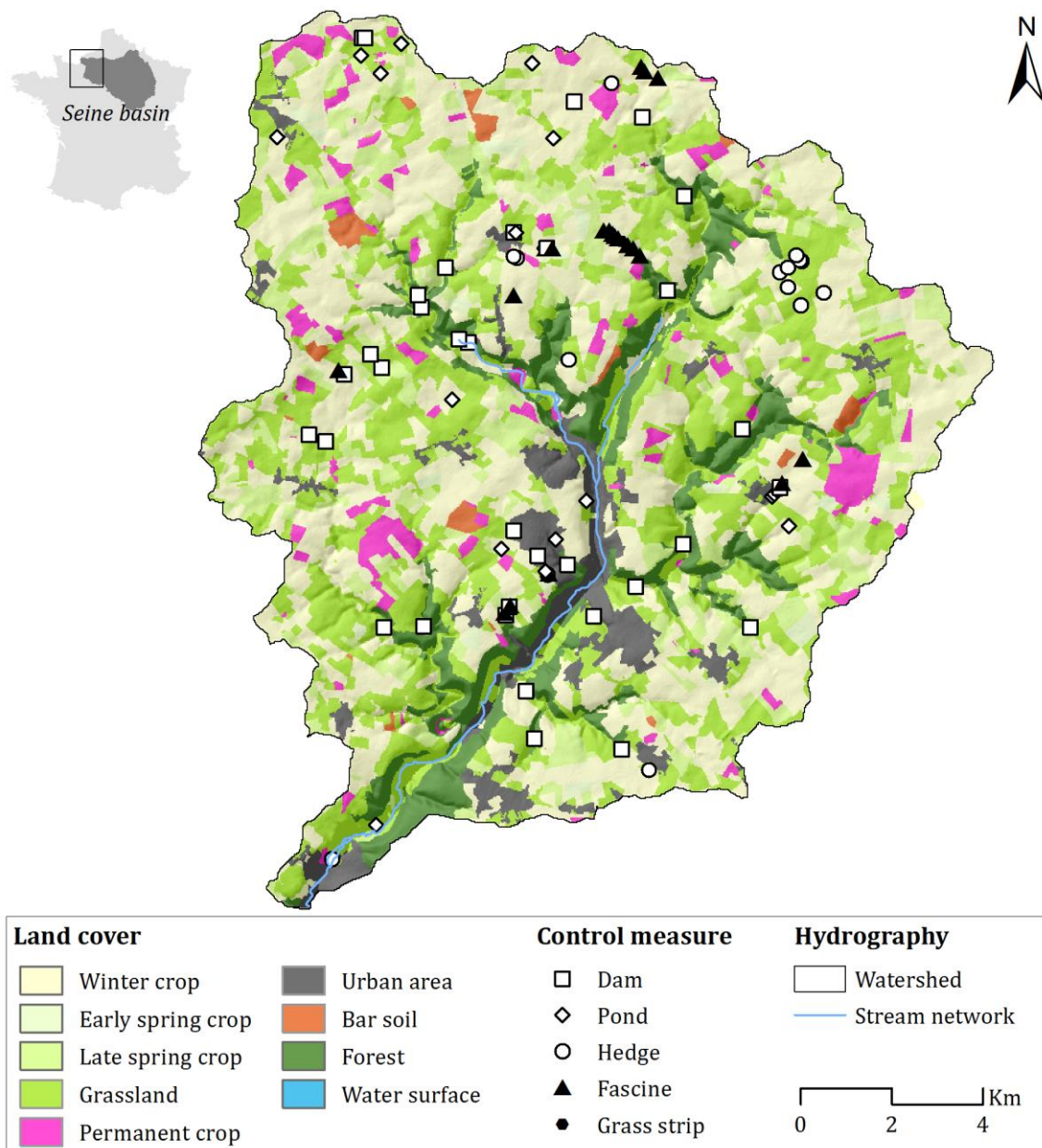


Figure 69: Occupation des sols du bassin versant de l'Austreberthe et localisation des aménagements d'hydraulique douce implantés sur le bassin entre 1998 et 2010.

Depuis les années 1970, l'occupation des sols sur le bassin versant de l'Austreberthe connaît une importante diminution des surfaces en prairie, au profit des terres cultivées et des aires urbaines. Sur l'ensemble de la Haute-Normandie, ce sont ainsi 200 000 ha de prairies qui ont été supprimés en l'espace de 40 ans, provoquant une augmentation du risque de ruissellement et d'érosion sur l'ensemble de la région (Souchère et al., 2003b). Dans les années 2000, après plusieurs épisodes répétés d'inondations (Cerdan et al., 2002a), un syndicat fut créé sur le bassin versant de l'Austreberthe pour protéger les biens et les personnes face à ces risques. Pour limiter les coulées de boue et l'érosion concentrée, des retenues et des aménagements d'hydraulique douce furent progressivement implantés sur le bassin (Figure 70).

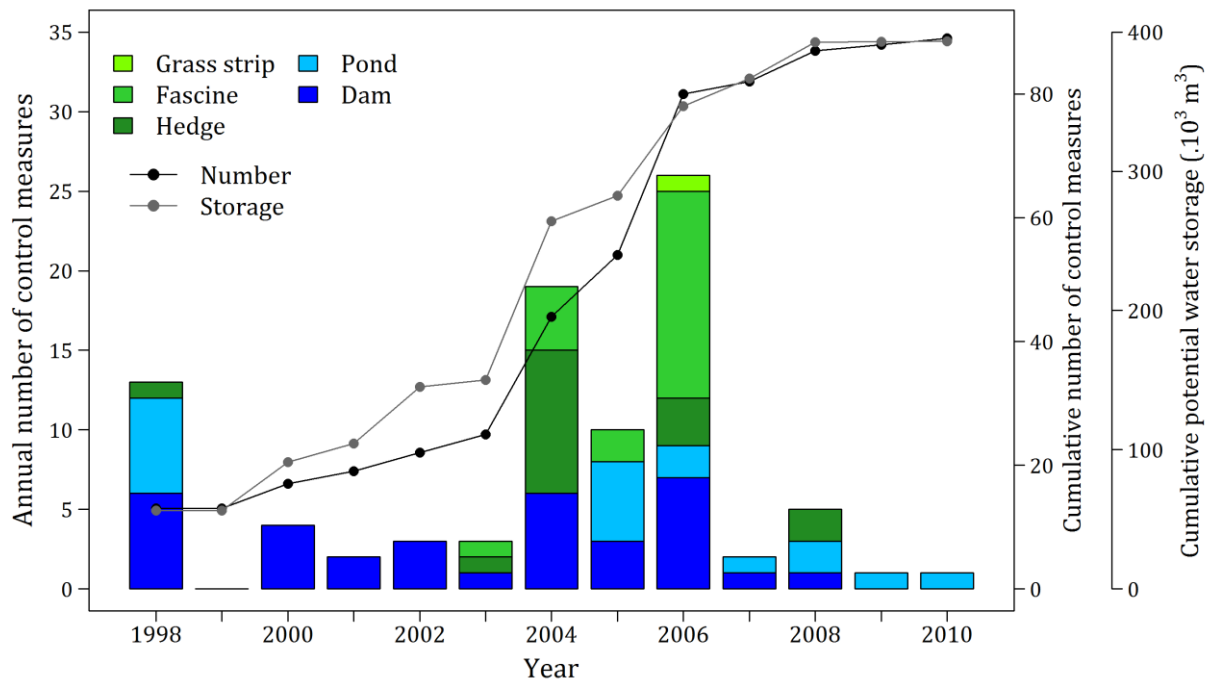


Figure 70: Nombre et type d'aménagements installés par année entre 1998 et 2010 sur le bassin de l'Austreberthe. Le nombre d'aménagements pour l'année 1998 correspond au nombre total d'aménagements installés jusqu'en 1998. Le nombre d'aménagements cumulés ainsi que le volume potentiel de stockage cumulé des retenues est également présenté.

Entre 1998 et 2010, le nombre d'aménagements sur le bassin est ainsi passé de 13 à 89 et le volume de stockage d'eau potentiel de 56 000 m³ à 394 000 m³. Le nombre d'aménagements installés par année est irrégulier et 62% des aménagements ont été implantés en l'espace de 3 ans, entre 2004 et 2006. En 2010, le détail des aménagements installés est le suivant : 20 fascines, 16 haies, 1 bande enherbée, 34 barrages et 18 bassins.

Les aménagements ont été extraits de la BD Castor (<http://bdcastor.fr>), administrée par l'Association Régionale pour l'Etude et l'Amélioration des Sols (AREAS). La BD Castor est une base de données géographique bancarisant l'ensemble des aménagements d'hydraulique douce implantés sur la région Haute-Normandie. Pour chaque aménagement, de nombreuses informations sont disponibles, dont des informations utiles pour la modélisation : les coordonnées géographiques, le type d'aménagement et l'année d'installation. Pour les barrages et les bassins, le volume de retenue potentiel est également renseigné. La paramétrisation des aménagements pour le ruissellement et l'érosion est détaillée ci-après.

2.2. Présentation du modèle WATERSED

Dans cette étude, l'efficacité des aménagements pour lutter contre le ruissellement et l'érosion est quantifiée à l'aide du modèle WATERSED, dont les caractéristiques ont été détaillées dans le chapitre précédent. Le modèle WATERSED est un modèle non-dynamique distribué prédisant de manière spatialisée le ruissellement et l'érosion des sols en tout point (« pixel ») d'un bassin versant et pour un évènement de pluie donné. Le modèle WATERSED est une amélioration du modèle STREAM (Cerdan et al., 2001; Souchere et al., 1998), opérant depuis l'échelle de la parcelle agricole jusqu'à celle du bassin versant. Le modèle incorpore la même approche « expert system » que le modèle STREAM, qui combine et classe les paramètres majeurs de l'érosion et du ruissellement, sur la base d'expérimentations menées en laboratoire ou sur le terrain (Boiffin et al., 1988; Cerdan et al., 2002a; Le Bissonnais et al., 2005, 1998, 1995; Lecomte et al., 1997; Papy F. and Boiffin, 1988).

L'aptitude au ruissellement d'un pixel dépend ainsi de trois paramètres majeurs, décrivant l'état de surface des sols : la rugosité du sol, le couvert végétal et le faciès. Pour chaque combinaison de paramètres, la capacité d'infiltration et la classe d'aptitude au ruissellement sont déduites selon la table définie par Cerdan et al., (2001). Une seconde table utilisant la hauteur de pluie tombée dans les dernières 48h et la classe d'aptitude au ruissellement permet ensuite de déduire la hauteur d'eau d'imbibition. Dans le modèle WATERSED, une table est également proposée pour convertir l'état de surface du sol en coefficient de Manning. L'ensemble des valeurs utilisées proviennent d'expérimentations menées en plein champ sous pluie naturelle ou artificielle et de références bibliographiques (Chaplot and Le Bissonnais, 2000; Gallien et al., 1995; Gilley et al., 1991; Le Bissonnais et al., 1998; Martin et al., 1997).

Pour un évènement de pluie donné, le modèle commence par réaliser une balance hydrologique pour chaque pixel entre la hauteur de pluie, les pertes initiales (imbibition) et continues (infiltration) pour la durée du ruissellement. Une valeur positive signifie un excès d'eau utilisable pour le ruissellement, et à l'inverse, une valeur négative indique une réinfiltration potentielle du ruissellement venant des pixels à l'amont. Dans le modèle WATERSED, les flux d'eau sont routés selon deux algorithmes de direction des flux. Un algorithme « Multiple Flow Direction (MFD) » est utilisé pour le ruissellement diffus tandis qu'un algorithme « Simple Flow Direction (SFD) » est utilisé pour le ruissellement concentré. Le passage d'un algorithme à un autre est opéré selon un seuil de pente défini d'après des observations *in-situ* de (Cerdan et al., 2002a). Ensuite, à partir de la valeur de balance hydrologique de chaque pixel, l'excès d'eau est accumulé à l'échelle

du bassin versant selon le réseau de direction des flux tout en prenant en compte les processus de réinfiltration pour les pixels avec une balance hydrologique négative.

L'aptitude d'un pixel à l'érosion diffuse ou concentrée dépend de l'état de surface du sol, mais également de la topographie locale (pente) et des caractéristiques de la pluie (Cerdan et al., 2002c; Martin, 1999). Pour l'érosion diffuse, une table combinant l'état de surface du sol et l'intensité maximum de la pluie à 6 min permet d'assigner une valeur de concentration en matières en suspension dans les eaux (Cerdan et al., 2002b). Les sédiments sont ensuite routés selon le réseau de circulation du ruissellement et en proportion du volume ruisselé. Le dépôt de sédiment intervient lorsque la concentration moyenne en matières en suspension dans les eaux de ruissellement dépasse la concentration en matières en suspension pour la capacité de transport, fonction de la rugosité et de la submersion par les eaux du pixel considéré.

L'érosion concentrée sur un pixel apparaît lorsque le débit de pointe dépasse un débit de pointe critique. Le débit de pointe de chaque pixel est déduit du volume d'eau ruisselé pour la durée de l'évènement et en supposant un hydrogramme triangulaire. L'érosion concentrée correspond à la formation d'une unique ravine sur le pixel. La hauteur d'incision est pondérée par l'érodibilité du sol, fonction de la couverture végétale et de la texture du sol (Souchère et al., 2003a). Connaissant la hauteur d'incision et le débit de pointe, la section de la ravine est calculée selon des formules empiriques (Govers, 1992; Nachtergaele et al., 2002) et une masse de terre érodée est déduite.

2.3. Configuration du modèle WATERSED

La construction des grilles en entrée du modèle WATERSED nécessite à la base 4 jeux de données spatiales pouvant être obtenues pour la plupart gratuitement auprès des bases de données nationales :

- un modèle numérique de terrain (IGN BD Alti),
- le réseau hydrographique (IGN BD Carthage),
- la largeur de plein bord des cours d'eau (IRSTEA BD Syrah),
- l'occupation des sols (Corine Land Cover 2006, Registre Parcellaire Graphique et Recensement Général Agricole).

Un calendrier cultural, adapté aux pratiques agricoles de l'étude, doit être établi. A partir des dates de semis et de récolte de chaque type de culture, l'évolution mensuelle de l'état de surface du sol est définie. Cette évolution dépend des pratiques culturales locales (labour, culture

intermédiaire, etc.), du couvert pédologique et du climat. Dans le cas du Pays de Caux, l'évolution du faciès est notamment contrôlée par les hauteurs de pluie cumulée depuis la date de semis.

Des tables de décision, adaptées au contexte de l'étude, sont également nécessaires afin de transformer ces données spatiales en données spatiales utilisables par le modèle :

- une table pour transformer l'état de surface des sols (couvert végétal – faciès – rugosité) en capacité d'infiltration et en aptitude au ruissellement,
- une table pour déduire la hauteur d'eau d'imbibition à partir de l'aptitude au ruissellement et la hauteur de pluie cumulée sur les dernières 48h,
- une table pour transformer l'état de surface des sols (couvert végétal – rugosité) en coefficient de rugosité de Manning,
- une table pour transformer l'état de surface des sols (couvert végétal – faciès – rugosité) et l'intensité de pluie maximum à 6 min en concentration en matières en suspension dans les eaux de ruissellement,
- une table pour définir l'érodibilité des sols, ou coefficient de pondération de la hauteur de sol incisée en cas d'érosion concentrée, à partir de l'état de surface des sols (texture – couvert végétal).

Enfin, quatre paramètres décrivant les caractéristiques de l'évènement de pluie modélisé doivent être renseignés : la hauteur de pluie cumulée, la durée effective de la pluie (durée où l'intensité de la pluie est supérieure à 2 mm.h^{-1}), la hauteur de pluie tombée sur les dernières 48h et l'intensité maximum de la pluie à 6 min. Ces paramètres peuvent être spatialisés de manière homogène ou hétérogène sur le bassin versant étudié.

Dans ce travail, l'ensemble des évènements de pluies qui se sont produits sur le bassin de l'Austreberthe entre le 1 Septembre 1998 et le 31 août 2010, et dont le cumul dépassait 1 mm, ont été modélisés avec et sans aménagements. L'ensemble des étapes de préparation des grilles d'entrée du modèle WATERSED ont été détaillées dans le chapitre précédent. Au total, 1170 évènements de pluie ont été recensés. Pour chaque évènement, 9 grilles sont introduites en entrée du modèle :

- le modèle numérique de terrain corrigé pour l'hydrologie (m NGF),
- la largeur de plein bord du réseau hydrographique (m),
- la hauteur de pluie cumulée de l'évènement (mm),
- la durée effective de l'évènement (min),
- la hauteur d'eau d'imbibition (mm),
- la capacité d'infiltration (mm.h⁻¹),
- le coefficient de rugosité de Manning (m^{-1/3}.s⁻¹),
- la concentration en matières en suspension dans les eaux de ruissellement (g.l⁻¹),
- l'érodibilité des sols (-).

Le modèle nécessite enfin 4 valeurs de paramètres pouvant être calibrés en comparant le volume d'eau ruisselé observé et le flux sédimentaire observé à l'exutoire du bassin versant à ceux prédits par le modèle. Dans cette étude, les paramètres retenus pour l'ensemble des simulations sur l'Austreberthe sont ceux obtenus lors de l'étape de calibration réalisée dans le chapitre précédent sur 19 évènements ruisselants (Table 17). Les paramètres en question sont les suivants :

- un coefficient d'ajustement de la capacité d'infiltration,
- un coefficient de récession, utilisé pour la construction des hydrogrammes triangulaires,
- un débit de pointe critique, entraînant l'érosion concentrée,
- un coefficient d'ajustement, pour le calcul de la concentration en matières en suspension pour la capacité de transport.

Table 17 : Valeurs des paramètres utilisés pour l'ensemble des 1170 simulations de l'érosion et du ruissellement sur le bassin de l'Austreberthe.

Paramètre	Valeur
Coefficient d'ajustement de la capacité d'infiltration α (mm.h ⁻¹)	0.0
Coefficient de récession k (-)	3.0
Débit de pointe critique Q_{crit} (m ³ .s ⁻¹)	0.1
Coefficient pour la capacité de transport β (-)	5e-08

2.4. Intégration des aménagements d'hydraulique douce

Dans cette étude, un module « aménagements » a été intégré au modèle WATERSED. Différents types d'aménagements peuvent être simulés : les retenues (barrages, marres, bassins) et les aménagements d'hydraulique douce (fascines, haies et bandes enherbées). Pour chaque type d'aménagement, différentes caractéristiques sont à renseigner.

Sur le volet ruissellement, pour les haies, les fascines et les bandes enherbées, une capacité d'infiltration de respectivement 400 mm.h⁻¹, 170 mm.h⁻¹ et 50 mm.h⁻¹ a été attribuée d'après des études expérimentales menées en laboratoire et sur le terrain (Le Bissonnais et al., 2004; Ouvry et al., 2012b; Van Dijk et al., 1996). Une largeur de 0.5 m a été définie pour les fascines, 1 m pour les haies et 5 m pour les bandes enherbées. Dans le cas où la résolution des grilles en entrée est supérieure à la largeur des aménagements, une capacité d'infiltration moyenne pondérée est calculée pour les pixels où un aménagement est implanté, connaissant la largeur de l'aménagement, sa capacité d'infiltration, la largeur du pixel et la capacité d'infiltration de l'occupation des sols. De la même manière, une hauteur d'eau d'imbibition moyenne pondérée est calculée sur ces pixels. Pour les barrages et les bassins, la capacité d'infiltration et la hauteur d'imbibition sont considérées comme négligeables au regard des volumes des retenues. En effet, sur les 34 barrages en terre et les 18 bassins, le volume de stockage varie entre 15 m³ et 41 000 m³, avec une moyenne de 7 500 m³. Pour prendre en compte ce potentiel volume de stockage dans le modèle, la valeur de la balance hydrologique des pixels concernés est remplacée par le volume de rétention.

Sur le volet érosion, différentes approches ont été considérées en raison des différents mécanismes de piégeage des sédiments : du filtrage pour les bandes enherbées, de la décantation pour les retenues, et à la fois du filtrage et de la décantation pour les haies et les fascines. Des relations empiriques pour les haies / fascines (Dabney et al., 1995) et les retenues (Verstraeten and Poesen, 2000) ont été développées pour prédire la concentration en matières en suspension (MES) en sortie d'aménagement. Cependant, dans la mesure où des données de granulométrie sont rarement disponibles, une approche plus simple a été préférée, basée sur des études expérimentales et sur une connaissance d'expert. Pour les bandes enherbées, la concentration en MES pour la capacité de transport est calculée selon le module « transport capacity » du modèle, considérant que dans ce cas, la rugosité du sol et la submersion de la végétation par les eaux de ruissellement sont les processus majeurs du piégeage de sédiment (Gumiere et al., 2011). Pour les fascines et les haies, la concentration en MES pour la capacité de transport en sortie d'aménagement a été fixée à 3g.l⁻¹, correspondant à la concentration en MES maximum observée

en sortie de 16 fascines et haies installées en plein champ dans le Pays de Caux (Ouvry et al., 2012b). Pour les bandes enherbées, les fascines et les haies, le dépôt de sédiment intervient lorsque la concentration moyenne en MES des eaux de ruissellement venant de l'amont dépasse la concentration en MES pour la capacité de transport. La masse de terre déposée correspond alors à la différence entre le flux sédimentaire amont et le flux sédimentaire en sortie d'ouvrage. Pour les barrages, les bassins et les marres, la masse de terre piégée est calculée selon le volume d'eau de ruissellement intercepté et la concentration moyenne en MES des eaux de ruissellement. Enfin, à l'endroit où sont localisés les aménagements d'hydraulique douce, l'érodibilité du sol est définie comme nulle de manière à interdire le phénomène d'érosion concentrée.

Au final, la prise en compte des aménagements d'hydraulique douce dans le modèle WATERSED nécessite cinq grilles supplémentaires en entrée :

- l'identifiant du type d'aménagement (-),
- la capacité d'infiltration (mm.h^{-1}),
- la largeur de l'aménagement (fascines, haies, bandes enherbées) (m),
- le volume de l'aménagement (barrages et bassins) (m^3),
- la concentration en MES pour la capacité de transport (fascines) (g.l^{-1}).

La préparation de ces grilles « aménagements » sur le bassin de l'Austreberthe a nécessité plusieurs étapes de traitement. Chacun des aménagements extraits de la BD Castor a été vérifié et les éventuels doublons ont été simplifiés. La position géographique de chacun des ouvrages a également été corrigée de manière à ce que les ouvrages soient bien positionnés sur les chemins d'écoulement des eaux. Passé ces étapes et connaissant toutes les informations utiles pour la modélisation, les cinq grilles « aménagements » ont été produites par année puisque le nombre d'aménagements évolue entre 1998 et 2010. Ces grilles sont ensuite associées à chacun des 1170 évènements de pluie connaissant la date de chacun des évènements.

3. Résultats et discussion

3.1. Impact des aménagements sur la période 1999-2010

Les 1170 évènements de pluies observés entre le 1 septembre 1998 et 31 août 2010 ont été simulés sur le bassin de l'Austreberthe sans et avec aménagements d'hydraulique douce. La lame d'eau ruisselée et le taux d'érosion de chacun des évènements de pluies et à l'exutoire du bassin ont été sommés par année hydrologique (du 01 septembre au 31 août). Les lames d'eau ruisselées annuelles et les taux d'érosion annuels sans et avec aménagements sont présentés sur la [Figure 71](#).

Sur la période 1999-2010, la lame d'eau ruisselée moyenne annuelle sans aménagement est de 9,7 mm avec un minimum de 6,6 mm en 2005 et un maximum de 15,1 mm en 2001 ([Figure 71A](#)). Avec aménagements, la lame d'eau ruisselée moyenne annuelle passe à 9,0 mm avec un minimum de 6,1 mm et un maximum de 14,4 mm, observés les mêmes années que précédemment. Sur cette période, les aménagements installés ont ainsi réduit la lame d'eau ruisselée annuelle en moyenne de 7,0%, avec un minimum de 4,1% en 2000 et un maximum de 12,6% en 2008 ([Figure 71C](#)). De plus, l'installation de 62% du nombre total d'aménagements sur la période 2004-2006 permet d'observer un contraste sur cet abattement entre la période 1999-2004 et la période 2005-2010. Sur la période 1999-2004, la réduction annuelle est en moyenne de 5,3% tandis que sur la période 2005-2010, la réduction atteint 8,8%.

Sur la période 1999-2010, le taux d'érosion moyen annuel sans aménagements est de 2,1 t.km⁻², avec un maximum de 7,9 t.km⁻² en 2008 et un minimum de 0,6 t.km⁻² en 2003 ([Figure 71B](#)). Avec aménagements, le taux d'érosion moyen annuel descend à 1,4 t.km⁻² avec un minimum en 2005 de 0,3 t.km⁻² et un maximum en 2008 de 4,9 t.km⁻². L'impact des aménagements sur les taux d'érosion est plus marqué que sur le ruissellement, avec une réduction moyenne annuelle de 30,3% ([Figure 71D](#)). Le contraste entre la période 1999-2004 et la période 2005-2010 est également observé sur les taux d'érosion. Sur la période 1999-2004, l'abattement moyen annuel est ainsi de 14,9%, tandis que sur la période 2005-2010, l'abattement atteint 45,7%, confirmant les observations faites sur le ruissellement avec l'installation de 62% des aménagements sur la période 2004-2006.

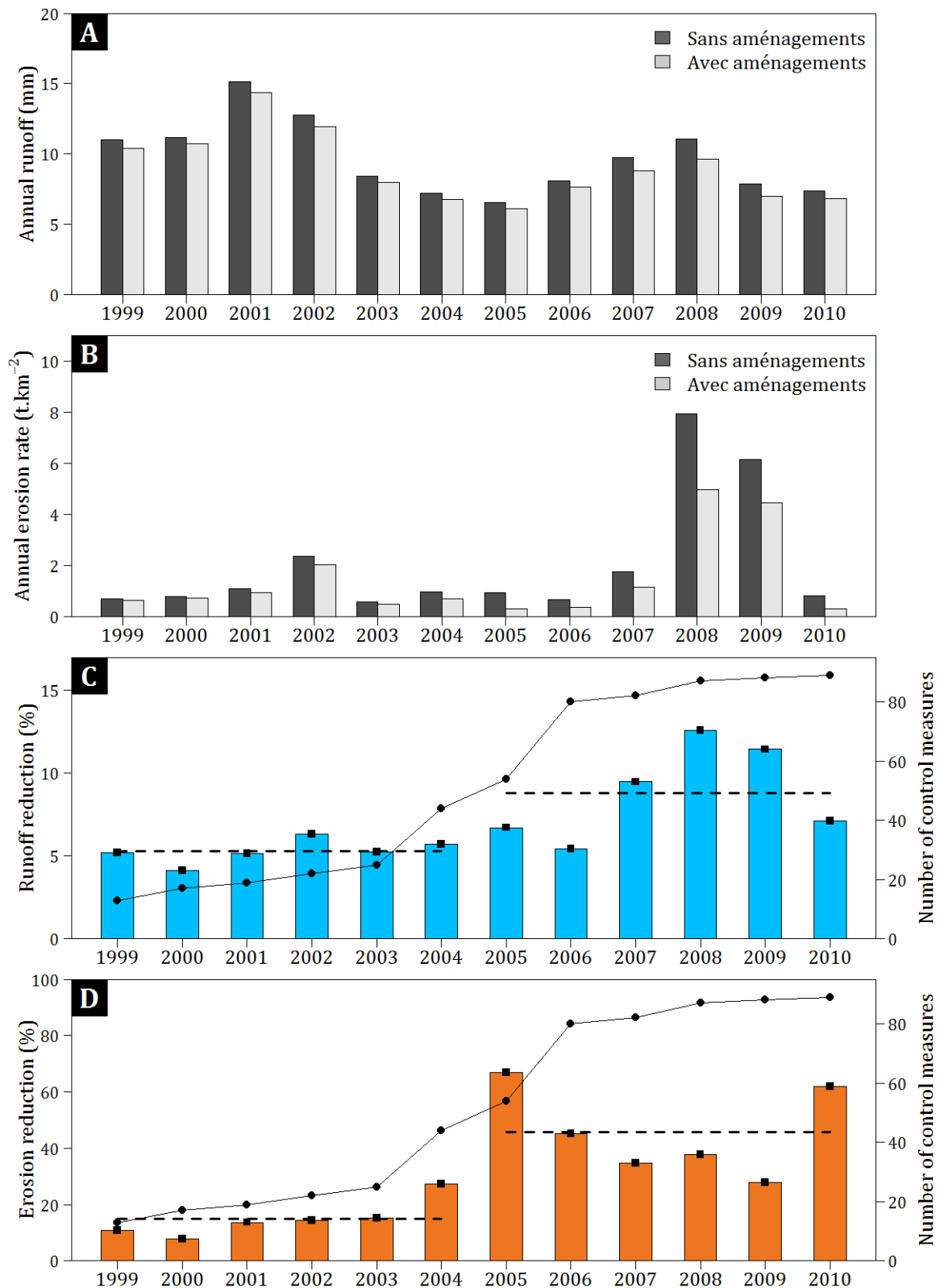


Figure 71: Évolution interannuelle à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe, avec et sans aménagements, de la lame d'eau annuelle ruisselée (A) et du taux d'érosion annuel (B) ; Évolution de la réduction du ruissellement (C) et de l'érosion (D) provoquée par l'ajout d'aménagements entre 1999 et 2010. Le trait avec des points représente le nombre d'aménagements annuel cumulés.

La comparaison des périodes 1999-2004 et 2005-2010 illustre l'influence du nombre d'aménagements sur la réduction de la lame d'eau annuelle ruisselée et le taux d'érosion annuel. L'augmentation du nombre d'aménagements s'est traduite par une augmentation du stockage de l'eau et des sédiments par ces ouvrages lors des évènements de pluie. Le ratio annuel entre l'interception par les aménagements et la production brute montre bien ce phénomène (Figure 72). En 1999, 0,6% du volume d'eau excédentaire annuel était intercepté par les aménagements. En 2010, l'interception est passée à 4,7%, soit 8 fois l'interception initiale. Le même constat peut être fait pour le sédiment. En l'espace de 11 ans, le piégeage est passé de 0,2% à 7,4%, soit 37 fois le piégeage initial. L'observation interannuelle de ce ratio montre que globalement, la tendance à l'augmentation est nette, avec toutefois une certaine variabilité d'une année sur l'autre, notamment en 2008, année où le taux d'érosion est maximum sur la période 1999-2010 à l'exutoire de l'Austreberthe.

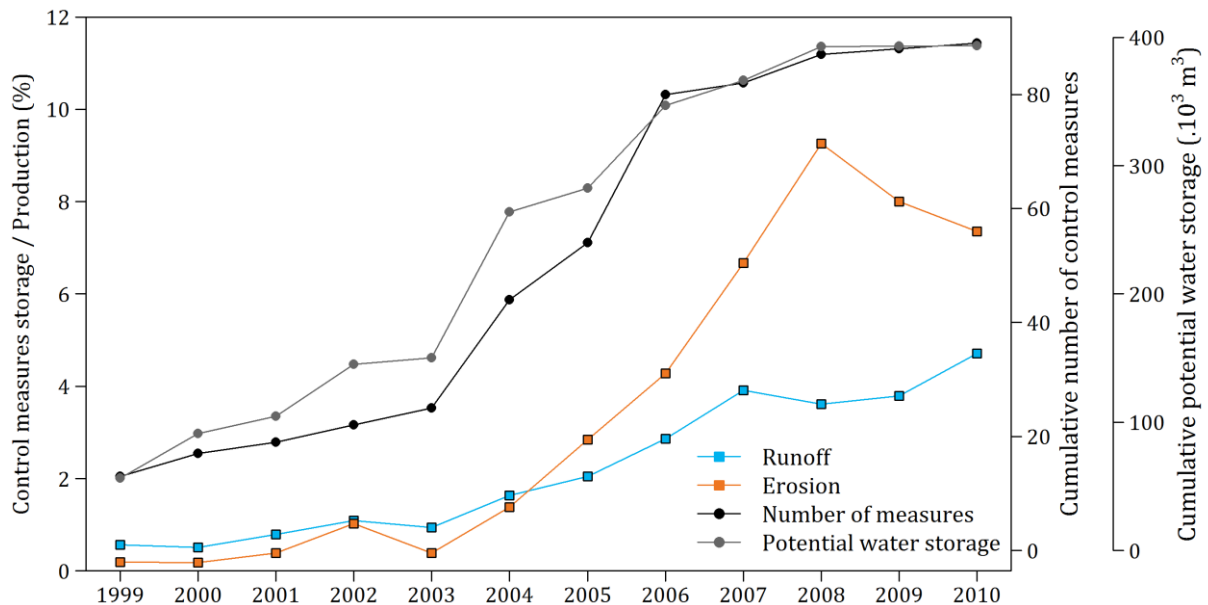


Figure 72 : Rapport entre le volume d'eau annuel intercepté par les aménagements et le volume d'eau excédentaire annuel ; Rapport entre la masse de terre annuelle interceptée par les aménagements et l'érosion brute annuelle ; Nombre d'aménagements et volume potentiel de stockage annuel cumulé.

Au bout de 11 ans, la différence entre la lame d'eau ruisselée cumulée sans et avec aménagements est relativement faible, avec une différence de 8.1 mm, soit 7% (Figure 73). Cependant, rapporté, à la superficie du bassin, ce sont 1 750 000 m³ d'eau qui ont été interceptés ou infiltrés. L'impact des aménagements est plus marqué sur le sédiment, avec un abattement de 31% du taux d'érosion cumulé, soit 7.7 t.km² ou 1670 t de sédiments déposés au droit des ouvrages.

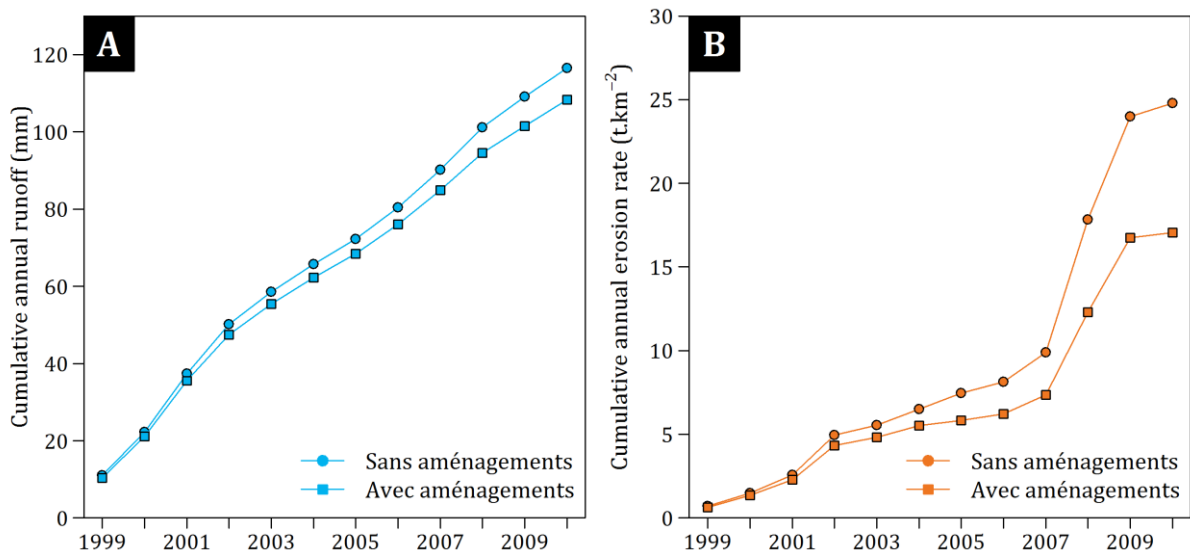


Figure 73 : Cumul de la lame d'eau annuelle ruisselée (A) et du taux d'érosion annuel (B) entre 1999 et 2010 à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe.

3.2. Évaluation de l'efficacité des différents aménagements implantés

La contribution des différents types d'aménagements dans le volume d'eau annuel intercepté et la masse annuelle de sédiments retenue est ensuite étudiée (Figure 74).

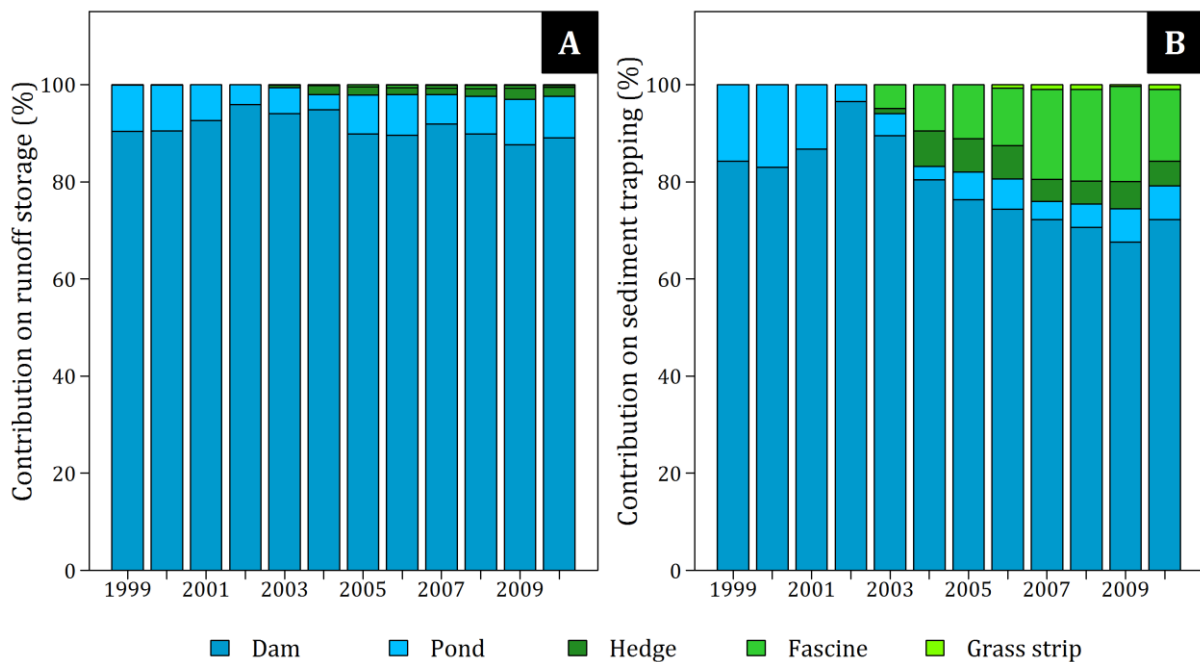


Figure 74 : Contribution des différents types d'aménagements dans les volumes de ruissellement annuels interceptés (A) et des masses de terres annuelles piégées (B) entre 1999 et 2010.

Sur l'ensemble de la période 1999-2010, les barrages ont piégé l'essentiel du ruissellement et de l'érosion avec en moyenne 91.3% du volume d'eau annuel intercepté et 79.5% de la masse de terre annuelle piégée. Les bassins contribuent à hauteur de 7.3% sur le ruissellement intercepté et de 7.6% sur la masse de sédiments retenue. Pour les fascines, les haies, et l'unique bande enherbée, la contribution de ces aménagements est contrastée entre le ruissellement et l'érosion. Pour le ruissellement, la contribution est faible avec une moyenne de 1.4%. Pour le sédiment, cette contribution est plus élevée avec une moyenne de 12.9%, dont 3.5% pour les haies, 9.1% pour les fascines et 0.3% pour l'unique bande enherbée installée.

Toutefois, la contribution de ces aménagements est seulement visible à partir de 2003, année à partir de laquelle l'essentiel des fascines et des haies furent installés. En considérant seulement la période 2003-2010, la contribution sur la masse de sédiments piégée par les haies, les fascines et la bande enherbée augmente à 19.4% tandis que la contribution des barrages et des bassins diminue relativement à 80.6%.

Cette répartition des contributions sur le ruissellement et l'érosion est à mettre en relation avec le nombre et les propriétés d'interception et de piégeage de chaque type d'aménagement installé sur le bassin de l'Austreberthe. Ces propriétés ont été synthétisées par type d'aménagement et pour les 1170 évènements de pluies simulés (Figure 75). Dans la mesure où une seule bande enherbée est présente sur le bassin et est encadrée par deux fascines, cette bande enherbée est exclue de cette analyse.

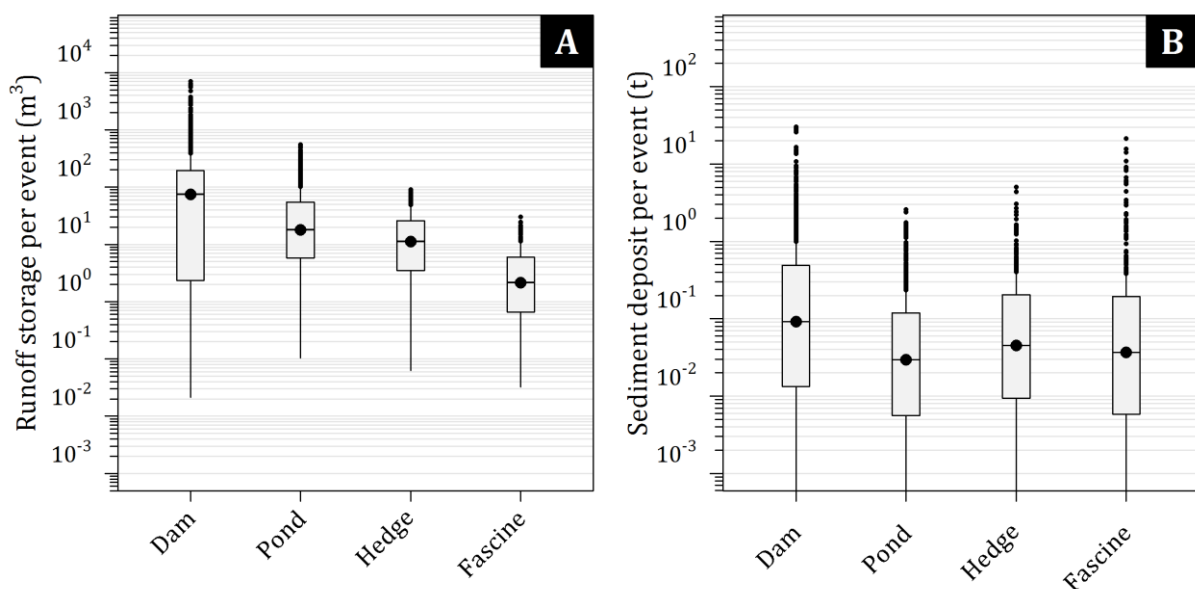


Figure 75 : Volumes d'eau stockés ou infiltrés (A) et masses de terre déposées (B) pour chacun des différents types d'aménagements et sur l'ensemble des évènements de pluies simulés entre 1999 et 2010.

Les barrages sont majoritaires et représentent 38% des aménagements sur le bassin. Par ailleurs, leur volume potentiel de stockage est particulièrement élevé, avec une moyenne de 6858 m³, leur conférant une capacité d'interception des eaux de ruissellement bien supérieure aux autres aménagements. Sur l'ensemble des événements de pluies où ces ouvrages sont entrés en fonctionnement, le volume médian d'eau stocké par les barrages est de 74 m³ (Figure 75A) tandis que la masse médiane de terre retenue est de 0.09 t (Figure 75B).

Les barrages sont ensuite suivis par les bassins, dont le nombre représente 20% des aménagements installés, et dont le volume de stockage potentiel est moindre, avec une moyenne de 2540 m³, soit presque trois fois moins que les barrages. Le volume d'eau intercepté par événement est plus faible avec une médiane de 18 m³ tout comme la masse de terre retenue, avec une médiane de 0.03 t.

Les haies et les fascines représentent respectivement 18% et 22% des aménagements implantés sur le bassin de l'Austreberthe. Dans le modèle, l'efficacité de ces ouvrages vis-à-vis du ruissellement est fonction de la capacité d'infiltration, de la largeur et du temps de ruissellement. Malgré une capacité d'infiltration de 400 mm.h⁻¹ pour les haies, les volumes d'eau infiltrés sont limités à cause d'une largeur de seulement 1 m. En moyenne, le volume d'eau infiltré est de 11 m³ à chaque événement. Pour les fascines, la capacité d'infiltration descend à 170 mm.h⁻¹ sur une largeur de 0.5 m. En conséquence, le volume d'eau infiltré est nettement plus faible que précédemment, avec une moyenne de 2 m³. Toutefois, les masses de terre retenue par événement sont comparables à celle des bassins, avec une médiane de 0.05 t pour les haies et 0.04 t pour les fascines.

De cette analyse, il ressort que l'essentiel de la réduction annuelle du volume d'eau ruisselé et du flux sédimentaire à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe par les barrages est due à leur nombre et à leur capacité d'interception et de piégeage bien supérieure à celle des autres aménagements. Ces ouvrages sont suivis par les bassins dont le nombre est similaire à celui des fascines et des haies, mais dont la capacité est nettement plus élevée. De par leurs propriétés, l'impact des haies et des fascines sur la réduction annuelle des volumes d'eau ruisselés à l'échelle du bassin versant est extrêmement limité. Ces ouvrages filtrants contribuent néanmoins à la réduction des flux sédimentaires à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe. Les quantités de sédiments déposés au droit de ces ouvrages lors des événements pluvieux peuvent être importantes, dans les mêmes ordres de grandeur que les bassins. Au-delà de ces tendances entre les différents types d'ouvrages, une importante variabilité pour chaque type d'aménagement est observée sur les volumes d'eau stockés et les masses de sédiments piégés, en fonction d'une part des capacités de stockage et d'interception de l'ouvrage, et d'autre part, du volume de ruissellement venant de l'amont.

Lors de l'élaboration d'une stratégie de maîtrise du ruissellement et de l'érosion, le choix de la localisation des aménagements doit alors tenir compte des performances de chaque type d'aménagement. De par une capacité de stockage élevée, les barrages et les bassins seront ainsi préférés dans les zones de concentration des écoulements du ruissellement, notamment dans les fonds de vallées, à l'exutoire de bassin élémentaire. A l'inverse, les fascines et les haies seront préférentiellement positionnées sur les versants, au plus près des zones de production du ruissellement et de l'érosion.

3.3. Évaluation du schéma d'aménagement dans sa configuration actuelle (2006-2010)

Malgré l'installation de 89 aménagements entre 1998 et 2010, les réductions des lames d'eau annuelles sont faibles et celles sur les taux d'érosion sont relativement modestes. Deux explications sont possibles. La première est que le schéma d'aménagement présente quelques incohérences dans le choix et la localisation des ouvrages. La seconde est que le schéma d'aménagement est pleinement opérationnel, mais limité en termes de capacité par rapport aux volumes d'eau ruisselés et aux masses de terre érodées sur l'ensemble du bassin. Pour répondre à cette question, l'efficacité du schéma d'aménagement déployé est étudiée lors des 451 évènements pluvieux qui se sont déroulés entre 2006 et 2010, période où au minimum 90% des aménagements sont présents sur le bassin de l'Austreberthe.

Pertinence dans le choix et la localisation des ouvrages

L'observation des aires drainées par chaque type d'aménagement révèle que la localisation des aménagements suit globalement la logique précédemment conseillée (Figure 76A). Les barrages drainent ainsi des superficies importantes avec une moyenne de 8.70 km². Ils sont suivis par les bassins et les haies qui drainent en moyenne 0.35 km² et 0.24 km², respectivement. Une incohérence est toutefois constatée pour les fascines, dont l'aire drainée est en moyenne supérieure à celle des bassins, avec 0.54 km².

De manière générale, l'augmentation de l'aire contributive implique potentiellement une augmentation du volume de ruissellement arrivant au droit de ces ouvrages lors des évènements de pluies. De par un faible potentiel de reinfiltration, l'efficacité des fascines pour réduire les volumes d'eau ruisselés est alors limitée. Sur l'ensemble des fascines, la propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage est de 85% (Figure 76B). Par ailleurs, pour les évènements où une propagation est observée, le ratio médian de 0.99, entre le volume de ruissellement entrant et le volume de ruissellement sortant, montre que les fascines ont un impact négligeable sur la réduction des volumes d'eau ruisselés (Figure 77A).

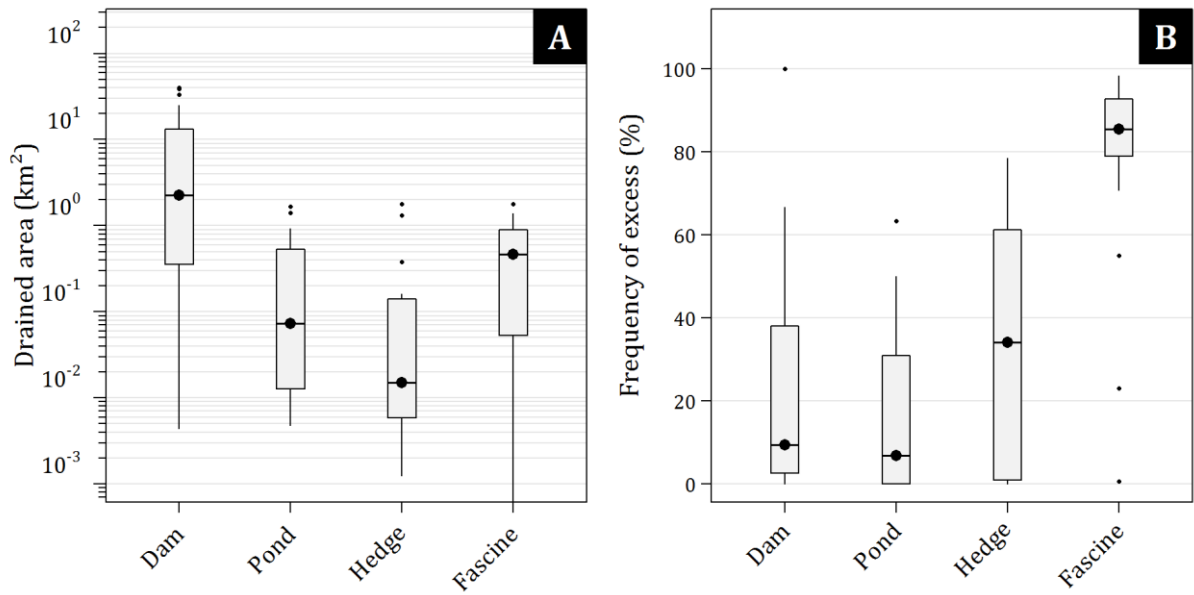


Figure 76 : Aire drainée de chacun des différents types d'aménagements (A) ; Pourcentage du nombre total d'évènements où les différents types d'aménagements sont entrés en fonctionnement, mais avec une propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage pour les évènements de pluies simulés entre 2006 et 2010 (B).

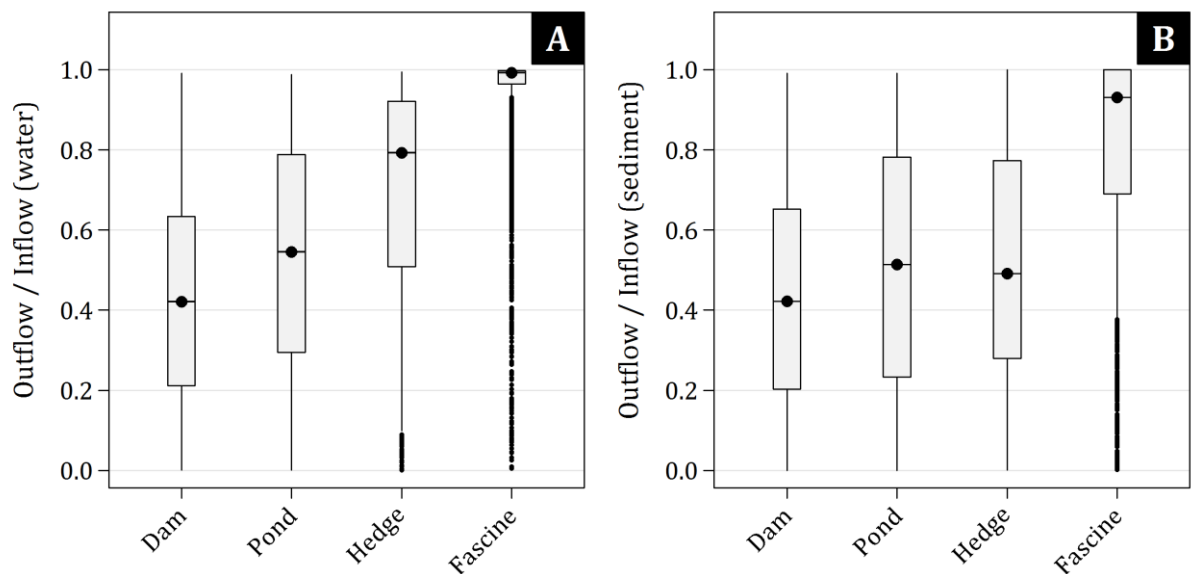


Figure 77 : Ratio entre le volume d'eau ruisselé en entrée et en sortie d'aménagement (A) et ratio entre le flux sédimentaire en entrée et en sortie d'aménagement (B) pour chacun des différents types d'aménagements entrés en fonctionnement durant les pluies simulées entre 2006 et 2010, mais en considérant seulement ceux avec une propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage.

Les haies sont dotées d'une capacité d'infiltration deux fois supérieure à celle des fascines et drainent en moyenne des superficies deux fois plus faibles. L'efficacité sur le blocage de la propagation du ruissellement est donc logiquement plus élevée, avec une propagation du ruissellement en sortie de ces ouvrages pour 34% des événements où ces ouvrages sont entrés en fonctionnement. Par ailleurs, la réduction des volumes de ruissellement est légèrement plus élevée que les fascines avec un ratio médian de 0.79. Les fascines et les haies ont avant tout vocation à ralentir et laminier les écoulements, et filtrer les sédiments transportés par les eaux de ruissellement (Ouvry et al., 2012b). De meilleures performances sont observées dans la réduction de la charge sédimentaire du ruissellement. En cas de propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage, le ratio médian entre le flux sédimentaire entrant et le flux sédimentaire sortant descend ainsi à 0.93 pour les fascines et 0.49 pour les haies (Figure 77B).

Les barrages drainent des superficies bien supérieures à celles des fascines et des haies, mais disposent de grandes capacités de stockage, avec un volume de retenue moyen de 6850 m³. La fréquence de débordement lors du fonctionnement de ces ouvrages est ainsi faible, avec une médiane de 10%. Lors des surverses, le volume d'eau ruisselé en sortie d'ouvrage représente 0,42 fois le volume d'eau en entrée. Le même ordre de grandeur est observé concernant le ratio entre le flux sédimentaire entrant et sortant avec un ratio médian de 0,42.

Avec une superficie drainée comparable à celle des haies et des fascines, et un volume de stockage de 2850 m³ en moyenne, la fréquence de surverse de ces ouvrages lors de leur fonctionnement est encore plus faible que celle des bassins, avec une médiane de 7%. Toutefois, lors des surverses, le ratio entre le volume d'eau ruisselé en entrée et en sortie est plus élevé que les bassins, avec une médiane de 0,54. Concernant la réduction du flux sédimentaire, le ratio médian entre le flux sédimentaire entrant et sortant est de 0,51, soit légèrement supérieur à celui des haies.

Malgré des tendances moyennes assez nettes entre les différents types d'aménagements, nous pouvons également noter une très forte variabilité sur les fréquences de propagation du ruissellement et sur les ratios entrée / sortie pour chaque type d'aménagement. Cette variabilité peut s'expliquer par quelques incohérences sur le choix et la localisation de certains ouvrages, avec des propriétés de stockage et piégeage probablement insuffisantes au regard du ruissellement venant de l'amont. L'exemple des fascines montre alors que l'impact de ces ouvrages est limité, avec une propagation du ruissellement vers l'aval dans la majorité des cas et une faible réduction des volumes d'eau ruisselés. Néanmoins, ces ouvrages restent efficaces pour éviter la propagation des coulées de boue vers l'aval.

Mise en fonctionnement du schéma d'aménagement lors des évènements de pluies

Dans cette partie, l'activation des aménagements d'hydraulique douce installés est étudiée lors des évènements pluvieux observés entre 2006 et 2010. Tout d'abord, chaque évènement de pluie a été caractérisé par la hauteur moyenne de la lame d'eau ruisselante sur le bassin en divisant le volume d'eau total disponible pour le ruissellement par la superficie du bassin versant. Puis le pourcentage d'aménagement entré en fonctionnement a été calculé. Pour les barrages et les bassins sollicités à chaque évènement, le volume total potentiel de stockage a été extrait.

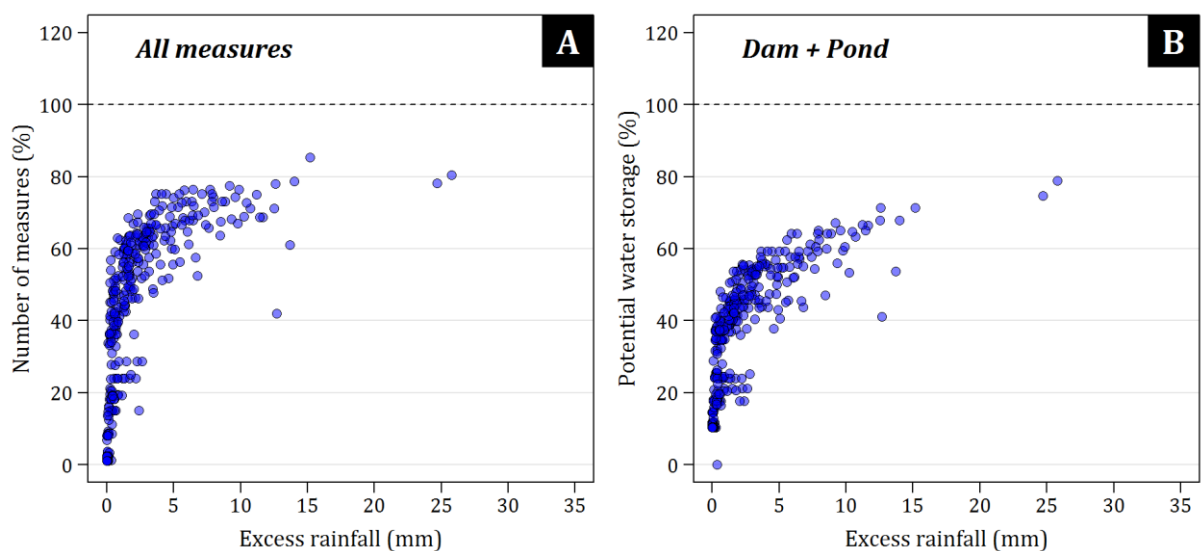


Figure 78 : Nombre total d'aménagements en fonctionnement (A) et volume de stockage potentiel activé (B) en fonction de la hauteur de la lame d'eau ruisselante sur le bassin de l'Austreberthe pour les évènements de pluies simulés entre 2006 et 2010.

Les résultats indiquent une augmentation rapide du nombre d'aménagements en fonctionnement avec l'augmentation de la lame d'eau ruisselante (Figure 78A). En moyenne, 65% des aménagements sont sollicités pour une lame d'eau de 5mm. Passé ce seuil, l'augmentation du nombre d'aménagements en fonctionnement est nettement moins importante et tend à plafonner autour de 80% même pour les évènements extrêmes supérieurs à 25 mm. Le nombre maximum d'aménagements en fonctionnement a été de 85%. Sur les 451 évènements simulés, 15% des aménagements n'ont jamais été activés malgré avoir rectifié la position des aménagements sur les chemins d'écoulement des eaux. Dans le détail, 7 barrages et 5 bassins sont concernés par cette déconnexion, vraisemblablement à cause de l'occupation des sols à l'amont de ces ouvrages, principalement constituée de prairies et de forêts.

L'augmentation de la lame d'eau ruisselante sur le bassin se traduit par une diminution des volumes d'eau reinfiltrés le long des chemins d'écoulement des eaux et une propagation du ruissellement vers l'aval. En se propageant, le ruissellement va alors successivement activer les différents ouvrages présents sur les chemins d'écoulement des eaux. L'activation des aménagements pour de faibles lames d'eau traduit la proximité des aménagements avec les sources de production du ruissellement et de l'érosion. Dans la mesure où les barrages drainent des aires drainées importantes, et sont éloignés des sources de ruissellement, il est alors cohérent de voir une activation moins rapide du nombre de barrages en fonctionnement (Figure 79) et du volume potentiel de stockage (Figure 78B) avec l'augmentation de la lame d'eau ruisselante. Pour une lame d'eau de 5 mm, le nombre de barrages sollicités et le volume potentiel de stockage sont d'environ 50%. Pour les événements extrêmes, ce pourcentage atteint au maximum 79% en raison de l'inactivité de 21% des barrages pour l'ensemble des simulations.

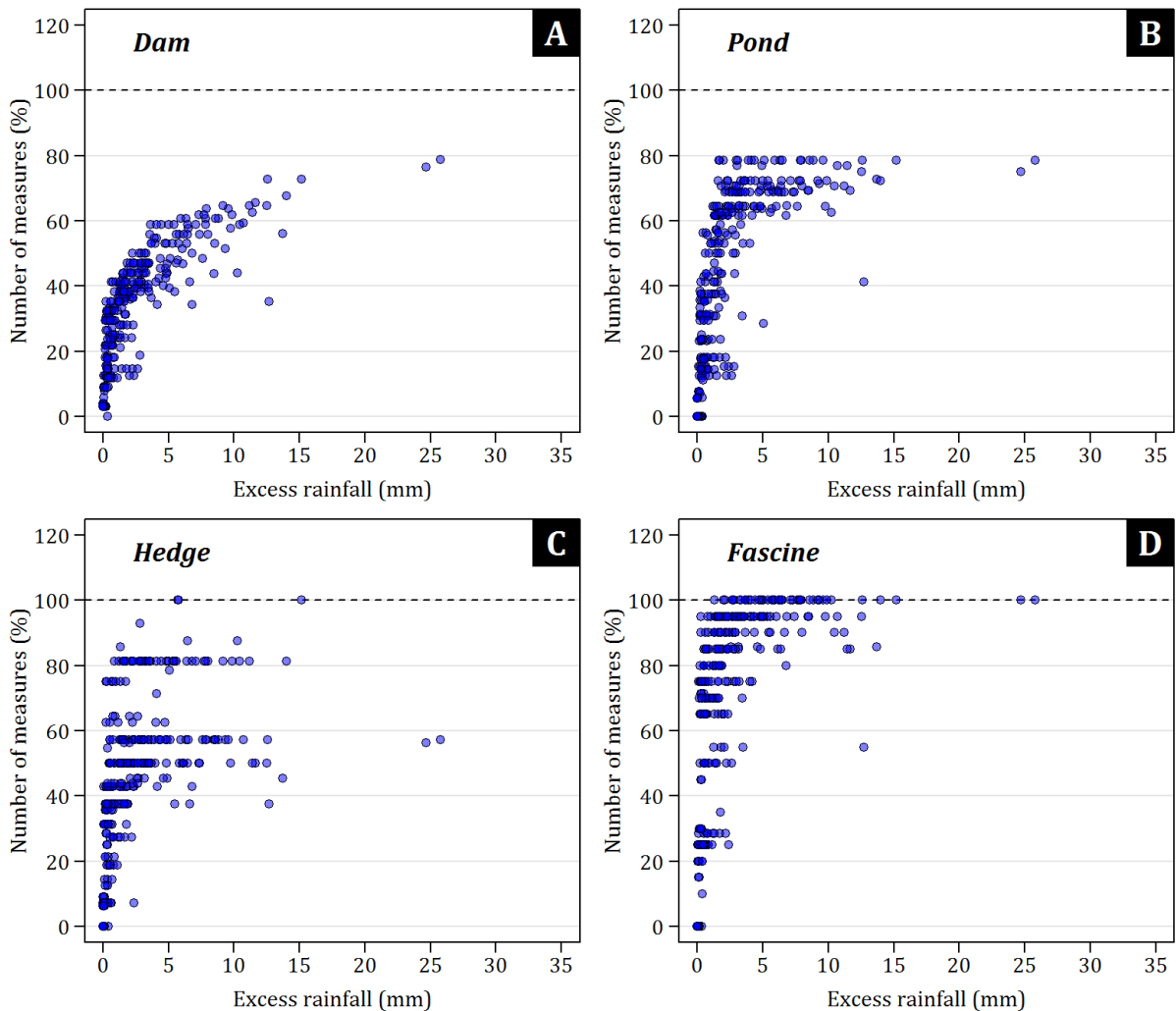


Figure 79 : Nombre de barrages (A), de bassins (B), de haies (C) et de fascines (F) activés en fonction de la hauteur de la lame d'eau ruisselante sur le bassin de l'Austreberthe pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.

Les haies et les fascines drainent des superficies moins importantes que celles des bassins et sont par conséquent plus près des sources de ruissellement. L'augmentation du nombre d'aménagements activés en fonction de la lame d'eau ruisselante est donc extrêmement rapide. Pour certains évènements, 100% des fascines et des haies sont activés même pour des lames d'eau inférieures à 5 mm (Figure 79C et 79D). Le nombre de bassins activés plafonne rapidement à 80%, dans la mesure où 5 d'entre eux ne sont jamais entrés en fonctionnement (Figure 79B). Nous pouvons également noter de manière générale que pour une lame d'eau ruisselante donnée, le nombre d'aménagements en fonctionnement est variable. Cette dispersion s'explique par l'utilisation de grilles de pluies distribuées et par une variabilité des états de surface des sols entre les simulations, entraînant une variabilité spatiale de la production du ruissellement et par conséquent, des différences dans l'activation des aménagements.

Efficacité locale (au droit des aménagements) et efficacité globale (exutoire du bassin versant)

L'activation des aménagements avec la propagation du ruissellement signifie alors une augmentation du volume d'eau ruisselé intercepté et de la masse de terre piégée au droit de l'ensemble des ouvrages (Figure 80A et 80B). De ce point de vue, le nombre d'aménagements est décisif dans les volumes d'eau et les quantités de sédiments piégés.

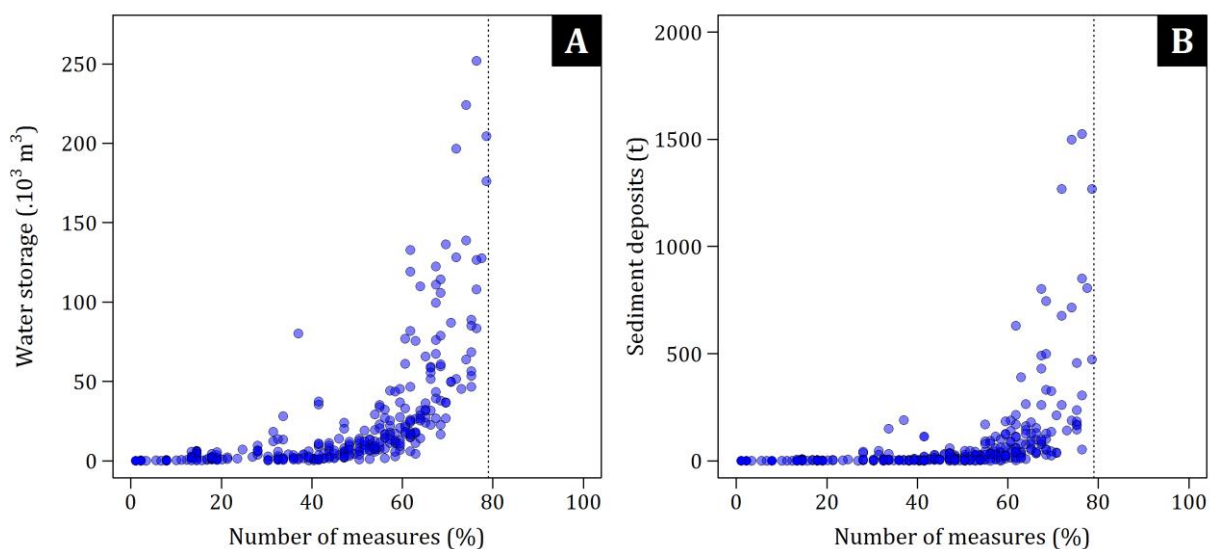


Figure 80 : Volume d'eau infiltré ou intercepté (A) et masse de sédiments déposée (B) au droit de l'ensemble des aménagements en fonctionnement pour les évènements de pluies simulés entre 2006 et 2010.

Toutefois, en terme d'abattement du ruissellement arrivant au droit des ouvrages, l'activation d'un nombre croissant d'aménagements signifie un dépassement des capacités de stockage des

ouvrages situés à l'amont, provoquant une propagation du ruissellement vers l'aval. L'augmentation du nombre d'aménagements activés se traduit dans l'ensemble par une augmentation globale de l'efficacité des ouvrages à réduire les volumes d'eau ruisselés et les masses de terres transférées (Figure 81A et 81B).

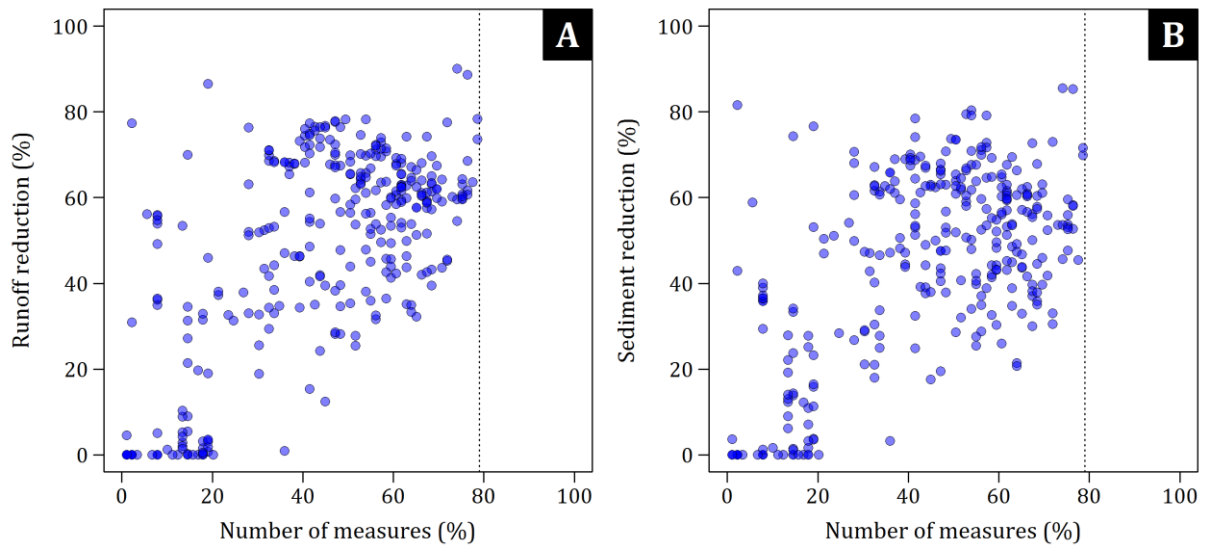


Figure 81 : Réduction globale du volume d'eau ruisselé (A) et du flux sédimentaire en sortie des aménagements (B) en fonction du nombre d'aménagements en fonctionnement pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.

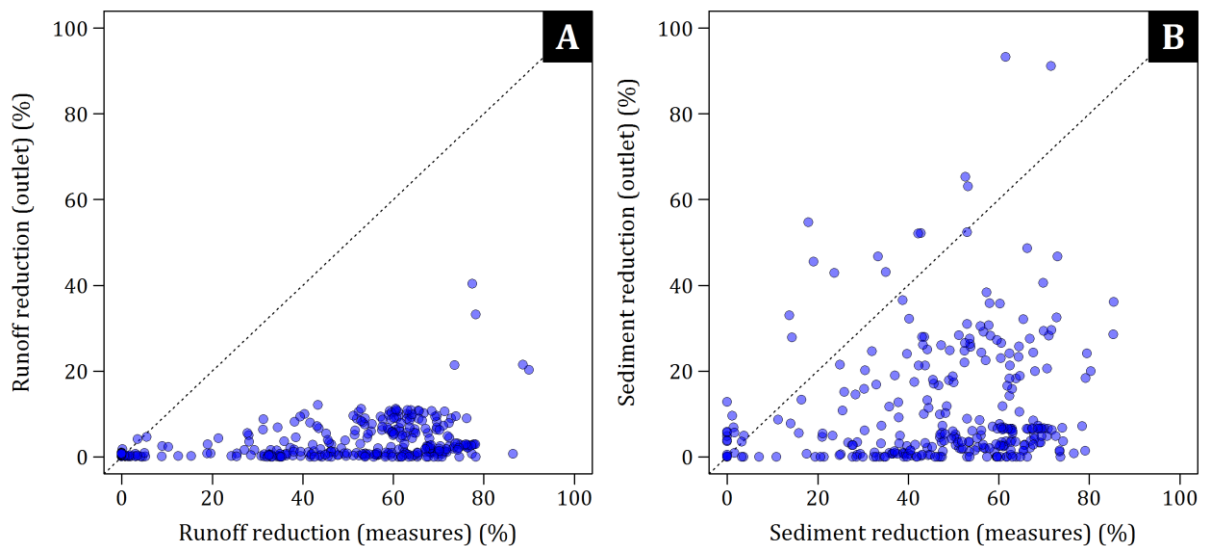


Figure 82 : Réduction du volume d'eau ruisselé (A) et du flux sédimentaire (B) en sortie des aménagements et à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.

Par ailleurs, l'abattement observé au droit des ouvrages ne se répercute pas forcément à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe (Figure 82A et 82B). Pour le ruissellement, l'abattement observé à l'exutoire du bassin est même plus faible que celui observé au droit des ouvrages. Le changement d'échelle spatiale implique la considération de l'ensemble des sources contribuant au ruissellement observé à l'exutoire. Or, certaines de ces sources ne sont pas affectées par les aménagements installés, diminuant par conséquent l'efficacité du schéma d'aménagement à l'échelle du bassin versant.

Pour l'érosion, l'abattement observé à l'exutoire du bassin peut être plus fort ou plus faible que celui observé au droit des ouvrages. De la même manière que le ruissellement, le changement d'échelle spatiale entraîne pour la majorité des événements une diminution de l'efficacité du schéma d'aménagement à l'échelle globale. Mais à la différence du ruissellement, l'implantation des ouvrages modifie les concentrations en MES moyennes dans les eaux de ruissellement pour l'ensemble des cellules situées en aval, modifiant par conséquent les masses de terres déposées, et expliquant finalement la forte dispersion de l'abattement entre les deux échelles.

Capacité d'interception et de piégeage du schéma d'aménagement face aux événements extrêmes

Même si le schéma d'aménagement est opérationnel à 80%, la capacité d'interception et de piégeage est insuffisante au regard des volumes de ruissellement et des masses de terres arrivant au droit de ces ouvrages durant les événements extrêmes de précipitation. En effet, pour les deux événements caractérisés par une lame d'eau ruisselante de 25 mm et 26 mm, le volume d'eau ruisselé à l'exutoire des aménagements correspond à environ huit fois le volume d'eau intercepté (Figure 83A). Le même constat peut être fait sur l'érosion, avec une masse de terre en sortie d'ouvrage environ six fois supérieure à celle piégée en amont des ouvrages (Figure 83B). Dans la mesure où ces événements contribuent à l'essentiel des volumes de ruissellement annuels et des taux d'érosion annuels (Cf. Chapitre 5), il est alors cohérent que la réduction annuelle par les aménagements d'hydraulique douce soit faible.

Face à ces résultats, le schéma d'aménagement est probablement sous-dimensionné pour les événements extrêmes. L'augmentation de la capacité globale d'interception et de piégeage permettrait ainsi de se retrouver dans la même configuration que les événements avec une lame d'eau ruisselante inférieure à 15 mm, à savoir des volumes de ruissellement et des masses de terre en sortie des aménagements dans les mêmes ordres de grandeur que ceux interceptés et piégés en amont des ouvrages. Pour atteindre cet objectif, il s'agirait alors d'installer plus de six fois la capacité du schéma d'aménagement actuel ce qui est en pratique difficilement réalisable. Ces aménagements doivent plutôt appuyer une politique de changements de pratiques culturales (travail du sol favorisant l'infiltration, couverts végétaux durant les périodes à risques, etc.), dont

l'efficacité dans la maîtrise de l'érosion et du ruissellement a précédemment été démontrée sur les bassins de la région (Souchère et al., 2005).

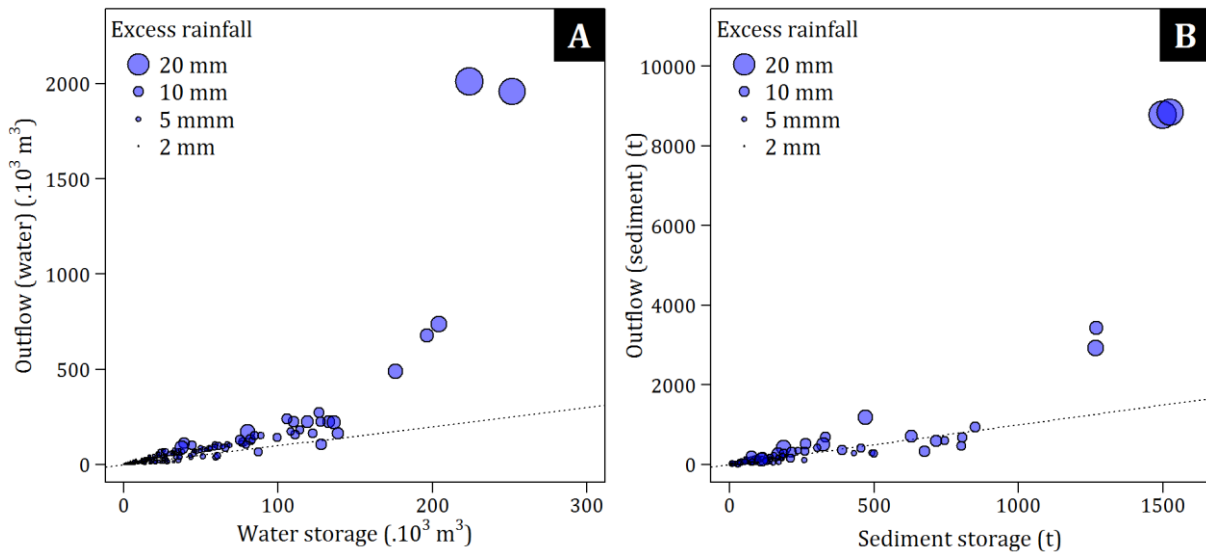


Figure 83 : Volume total de ruissellement intercepté et en sortie des aménagements (A) ; Masse de terre totale piégée et en sortie des aménagements (B) ; La droite en pointillé signifie que la quantité piégée est identique à la quantité en sortie d'ouvrage.

4. Conclusion

Entre 1999 et 2010, 89 aménagements visant à lutter contre l'érosion et le ruissellement ont été installés par les décideurs locaux sur le bassin versant de l'Austreberthe. Dans ce chapitre, l'efficacité de ces aménagements dans la réduction annuelle et événementielle de l'érosion et du ruissellement est investiguée à l'échelle locale et à l'échelle du bassin versant. Plusieurs enseignements ont pu être tirés de cette analyse.

Premièrement, la comparaison des lames d'eau ruisselées annuelles et des taux d'érosion annuels sans et avec aménagements à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe, montrent globalement une efficacité faible pour le ruissellement et modeste pour l'érosion. La réduction est en moyenne de 7,0% pour le ruissellement et de 30,3% pour l'érosion sur la période 1999-2010, avec cependant une augmentation de l'efficacité sur la période 2005-2010, en lien avec l'installation progressive des aménagements.

Deuxièmement, les barrages et les bassins contribuent à 98,6% dans la réduction annuelle du volume d'eau ruisselée et à 87,1% dans la réduction du flux sédimentaire à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe. La contribution de ces ouvrages structurants s'explique par une représentation importante sur le bassin de l'Austreberthe (62% des aménagements installés) et par un volume

potentiel de stockage (6858 m³ en moyenne pour les barrages et 2540 m³ pour les bassins) bien supérieur aux fascines et aux haies. De par leurs propriétés, les fascines et les haies ont un faible potentiel de réinfiltration du ruissellement et contribuent seulement à hauteur de 1.4% dans la réduction annuelle des volumes d'eau ruisselé à l'exutoire du bassin versant. Ces ouvrages filtrants participent néanmoins dans la réduction des flux sédimentaires avec une contribution moyenne de 12.9% sur la période 1999-2010.

Troisièmement, le choix et la localisation des aménagements sur le bassin sont globalement en accord avec les capacités de stockage et de piégeage de chaque type d'ouvrage. Les barrages drainent ainsi des superficies importantes avec une moyenne de 8.70 km². Ils sont suivis par les bassins et les haies qui drainent en moyenne 0.35 km² et 0.24 km², respectivement. Une incohérence est toutefois constatée pour les fascines, dont l'aire drainée par ces ouvrages est en moyenne supérieure à celle des bassins, avec 0.54 km². Une mauvaise implantation se traduit alors par une augmentation de la fréquence de propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage et par un impact limité dans la réduction du ruissellement et des masses de terre transférées. Malgré cette incohérence, le schéma d'aménagement est opérationnel à 80% avec une mise en fonctionnement rapide des ouvrages dès les plus faibles lames d'eau ruisselantes.

Quatrièmement, les abattements sur les volumes d'eau ruisselés et les masses de terres transférées, observés aux droits des ouvrages, ne peuvent pas être extrapolés à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe. Le changement d'échelle spatiale induit vraisemblablement la contribution de sous-bassins versants qui ne sont pas affectés par les ouvrages installés. En conséquence, l'efficacité du schéma d'aménagement sur l'érosion et le ruissellement tend à diminuer entre l'échelle locale et l'échelle globale.

Cinquièmement, lors des événements extrêmes, la capacité d'interception et de piégeage reste insuffisante au regard des volumes de ruissellement et des masses de terres arrivant au droit de ces ouvrages. Dans la mesure où ces événements contribuent à l'essentiel des volumes de ruissellement annuels et des taux d'érosion annuels, il est alors cohérent que la réduction annuelle par les aménagements d'hydraulique douce soit faible. Une amélioration de la maîtrise du ruissellement et de l'érosion durant ces événements serait probablement observée en intégrant également des changements dans les pratiques culturales. Dans cette optique, le modèle WATERSED pourra être utilisé lors de l'élaboration d'une telle stratégie dans de futurs travaux. Par ailleurs, des travaux sont envisagés pour développer des méthodes d'optimisation et de dimensionnement de schéma d'aménagement avec comme objectif central de maximiser les effets aux différentes échelles du bassin versant tout en minimisant les coûts.

Conclusion générale et perspectives

Les impacts de l'érosion accélérée des sols sont particulièrement présents au niveau des plateaux lœssiques normands, et sont à ce titre étudiés depuis plusieurs décennies. Les travaux menés à l'échelle de la parcelle agricole montrent des taux d'érosion parmi les plus élevés d'Europe en raison d'une agriculture intensive sur sols lœssiques peu structurés particulièrement sensibles au ruissellement et à l'érosion. Cependant, les premiers bilans d'export réalisés à l'exutoire de quelques bassins versants normands indiquent des taux d'érosion extrêmement faibles en comparaison. Ces différences notables sont liées au stockage des produits érodés au sein du bassin versant avec le changement d'échelle spatiale. Toutefois, la connaissance de l'effet d'échelle restait jusqu'à présent limitée aux bassins versants élémentaires. Ce travail de thèse s'est proposé d'étendre notre compréhension du fonctionnement global des bassins versants fluviaux de l'Ouest du bassin de Paris, par une étude approfondie du continuum hydro-sédimentaire sur des échelles temporelles allant de l'évènement pluvieux à la décennie et sur des échelles spatiales allant de la parcelle agricole au bassin versant fluvial, et d'apporter des éléments chiffrés quant à l'efficacité des programmes de maîtrise du ruissellement et de l'érosion des sols, déployés par les gestionnaires. Au vu des objectifs affichés, les apports de cette étude ont été multiples.

Le premier apport de ce travail est un nouveau modèle de quantification des flux sédimentaires et une méthodologie d'extrapolation régionale du paramètre du modèle pour les rivières ne disposant pas de mesures sédimentaires continues.

La courbe de tarage sédimentaire de type $C = a \cdot Q^b$, classiquement utilisée dans la littérature scientifique pour quantifier les concentrations en MES et les flux sédimentaires, a été améliorée par l'ajout d'une fonction visant à corriger les limites de ce modèle (prise en compte de la position de chaque valeur de débit sur l'hydrogramme et de l'épuisement du stock sédimentaire faisant suite à des crues consécutives). Une procédure de calage simplifiée a été établie, faisant passer le nombre de paramètres à caler de deux, pour la courbe de tarage sédimentaire, à un pour le modèle proposé. Une validation croisée a été réalisée sur cinq bassins versants disposant de mesures hautes-fréquences de débit et de concentration en MES et drainant des superficies allant de 93 km² à 65 000 km² (le Dun, l'Austreberthe, l'Yères, l'Andelle et la Seine). Les résultats indiquent de très bonnes performances de prédiction pour le modèle proposé, aussi bien sur la calibration que sur la validation. Par ailleurs, l'analyse de sensibilité menée sur le paramètre à caler démontre

une faible variabilité interannuelle, autorisant l'utilisation d'un unique paramètre pour quantifier les flux sédimentaires sur de longues périodes de temps. Une méthodologie d'extrapolation régionale de ce paramètre a également été établie pour les bassins versants ne disposant pas de mesures hautes-fréquences de débit et de concentration en MES, en utilisant un indice de réponse hydro-sédimentaire du bassin versant. L'incertitude des flux sédimentaires annuels estimés selon cette méthodologie d'extrapolation a été évaluée et varie entre -24% et +32%.

L'indice proposé découle d'une analyse de la réponse hydrologique et sédimentaire en période de crue à partir des chroniques hautes-fréquences de pluies, de débits et de concentration en MES de quatre des cinq bassins versants précédemment étudiés. Pour expliquer les différences de réponse entre les bassins, l'influence de l'organisation spatiale de la topographie et de l'occupation des sols a été étudiée et synthétisée au travers de cet indice qui combine (i) l'organisation spatiale des terres arables, considérées comme des sources de ruissellement et de sédiments, (ii) l'occupation des sols le long des chemins d'écoulement des eaux et (iii) la distance de parcours et la pente depuis les zones de production jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

Le second apport est une quantification des taux d'érosion et des flux sédimentaires moyens annuels sur une période de 22 ans des affluents intra-estuariens de Seine et des rivières littorales du Pays de Caux.

Le taux d'érosion moyen annuel des bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris, calculé entre 1990 et 2012, se situe entre 2.7 t.km⁻².an⁻¹ et 55.9 t.km⁻².an⁻¹. Cette quantification porte sur 19 des 24 bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris couvrant 97% de la superficie du territoire d'étude. Les taux d'érosion calculés confortent la conclusion tirée des premiers bilans d'exports de sédiments réalisés sur quelques bassins versants et sur quelques années : les exports de sédiments des bassins versants normands sont faibles au regard des exports des bassins européens de taille similaire situés dans le même contexte climatique. Les écarts trouvés avec les précédents taux d'érosion calculés démontrent cependant la nécessité de réaliser cette quantification sur une période de temps décennale en vue de fournir des chiffres représentatifs d'une longue période de temps.

Cette approche régionale a été également l'occasion de fournir une quantification des apports sédimentaires fluviaux à l'estuaire de Seine et à la Manche, réalisée dans le cadre du projet Affluseine du programme de recherche Seine Aval 5. Le flux sédimentaire moyen annuel de la Seine au barrage de Poses, limite physique entre le fleuve et l'estuaire, est évalué à 494 000 t.an⁻¹ avec un écart type de 288 000 t.an⁻¹. Les apports sédimentaires moyens annuels des affluents intra-estuariens de Seine sont évalués à 55 500 t.an⁻¹ avec un écart type de 46 600 t.an⁻¹. Ils représentent ainsi 10% de l'ensemble des apports sédimentaires à l'estuaire de

Seine. En plus de la quantification des flux sédimentaires, les chroniques journalières de concentration en MES produites pour la Seine et la quasi-totalité des affluents intra-estuariens de Seine viendront alimenter la modélisation du fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire de l'estuaire de Seine dans le cadre du projet HYMOSED (Lazure and Dumas, 2008; Le Hir et al., 2011).

Concernant les apports sédimentaires à la Manche, les rivières littorales du Pays de Caux fournissent en moyenne 57 300 tonnes de sédiments par an avec un écart type de 49 800 tonnes. En comparaison avec les apports sédimentaires des falaises crayeuses hauts-normandes, évalués à 2 163 000 tonnes par an, en considérant un trait de côte d'une longueur de 120 km depuis Le Havre à Le Tréport, une hauteur moyenne des falaises de 65 m, un recul moyen annuel de 0.15 m.an⁻¹ et une densité des falaises crayeuses de 1.8 (Laignel, 2003; Letortu et al., 2015), les apports fluviaux représentent seulement 2.6% de l'ensemble des apports sédimentaires à la Manche.

Le troisième apport est un nouveau modèle prédisant de manière distribuée le ruissellement et l'érosion des sols d'un bassin versant fluvial et pour un évènement de pluie donné.

Le modèle WATERSED, développé dans le cadre de ce travail, conserve la philosophie du modèle STREAM avec la même approche « expert system » qui combine et classifie les facteurs intégrateurs de l'érosion des sols et du ruissellement afin d'éviter une sur-paramétrisation de la modélisation. Les améliorations apportées ont étendu le domaine de validité spatial du modèle, passant dorénavant du bassin versant élémentaire au bassin versant fluvial. Une telle migration a nécessité une refonte complète du routage des flux hydrologiques et sédimentaires, en considérant l'écoulement des eaux à la fois pour la durée de la pluie et pour la durée du ruissellement. Il en découle l'introduction des notions de temps de parcours des eaux et de débit de pointe permettant de structurer les volumes d'eau ruisselés sous la forme d'hydrogramme de crue. Cette refonte a également été l'occasion de corriger certaines limites du modèle STREAM et d'apporter de nouvelles améliorations : nouveaux algorithmes de routage des flux hydro-sédimentaire, nouveau module de dépôt sédimentaire, ou encore nouveau module d'érosion concentrée. L'opérationnalité du modèle fait également partie des prérogatives avec dorénavant la possibilité de simuler un large panel de mesures de lutte contre l'érosion : des mares et des bassins, des fascines, des haies et des bandes enherbées.

La validité du modèle WATERSED a été évaluée lors de 34 évènements de pluie répartis sur 3 bassins versants représentatifs de l'Ouest du Bassin de Paris et drainant des superficies allant de 217 km² à 756 km² (l'Austreberthe, l'Yères et l'Andelle). Les performances du modèle ont été quantifiées à l'exutoire de chaque bassin, en comparant les volumes d'eau et les flux sédimentaires observés à ceux prédits par le modèle. Les résultats montrent dans l'ensemble une bonne qualité

de prédiction à la fois pour les volumes d'eau ruisselés et pour les flux sédimentaires. Ils démontrent également l'aptitude du modèle à reproduire un effet d'échelle sur le ruissellement extrêmement marqué, où le volume d'eau ruisselé observé à l'exutoire des bassins correspond en moyenne à seulement 1% du volume de pluie.

Le quatrième apport est l'identification du rôle et de l'expression spatio-temporelle des facteurs forçant dans l'effet d'échelle affectant l'érosion des sols et le ruissellement.

La relation entre l'aire drainée et le taux d'érosion n'est pas univoque et montre une très grande diversité au sein des environnements continentaux. Des relations négatives, positives, constantes, etc. sont maintenant bien documentées dans la littérature (Figure 84).

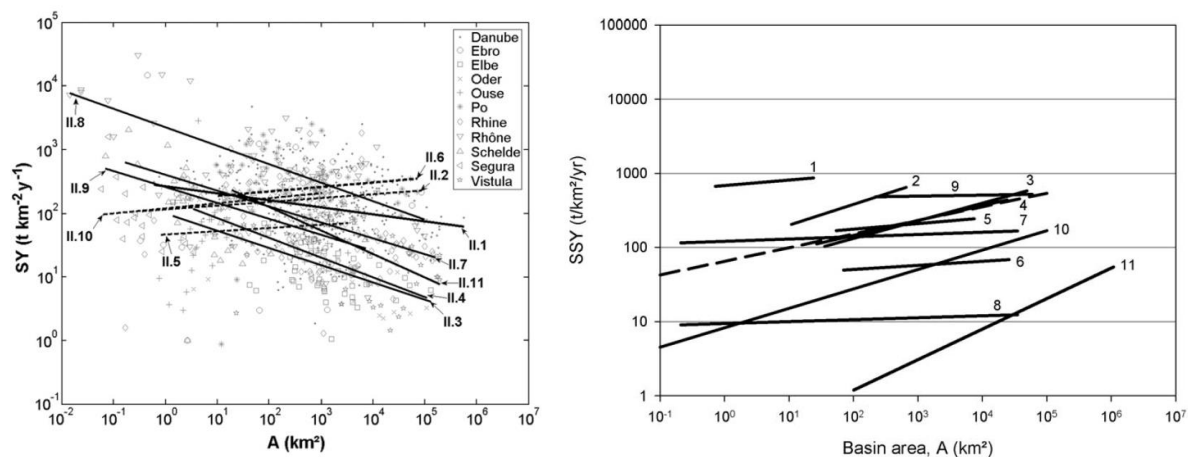


Figure 84 : (A) Exemples de relations négatives entre l'aire drainée et le taux d'érosion pour les principaux bassins versants fluviaux européens (Vanmaercke et al., 2011) (B) Exemples de relations positives ou constantes pour différents bassins versants fluviaux répartis à travers le globe (De Vente et al., 2007).

Typiquement, une relation linéaire négative peut être observée pour les grands bassins fluviaux (Vanmaercke et al., 2011) (Figure 84A). Elle correspond à un schéma où la production sédimentaire issue des versants montagneux à l'amont se dépose dans les unités géomorphologiques de plaines situées plus à l'aval (plaine alluviale, chenal, etc.). A l'inverse, le schéma où la dégradation du chenal constitue la principale source de sédiment, et où les possibilités de dépôts sont faibles en raison de fortes pentes, se traduit par une relation linéaire positive (De Vente et al., 2007) (Figure 84B). Ce type de relation a par exemple été décrit dans des bassins versants forestiers montagneux (Dedkov, 2004), ou encore sur des bassins versants aux vallées extrêmement incisées dans lesquels des dépôts glaciaires non consolidés sont facilement remobilisables (Church et al., 1999). Dans le cas extrême où les versants et le chenal subissent une

importante érosion sans possibilités de dépôts, il en découle une relation constante entre l'aire et le taux d'érosion, typique des régions de badlands (Nadal-Romero et al., 2011).

Parmi cette diversité, les bassins versants fluviaux de l'Ouest du Bassin de Paris sont particulièrement remarquables en raison d'une forte décroissance du taux d'érosion avec l'échelle spatiale. Cependant, le rôle et l'expression spatio-temporelle des facteurs intervenant dans cet effet d'échelle étaient jusqu'à présent peu explicités. Pour pallier cette lacune, l'effet d'échelle a été quantifié de manière continue sur plus de 1000 événements de pluie observés entre 1999 et 2010 et sur trois bassins versants (l'Austreberthe, l'Yères et l'Andelle) en vue de couvrir une large gamme de combinaisons de facteurs possibles, d'ordonner ces facteurs, et de proposer un schéma conceptuel de fonctionnement, valable aux échelles de temps événementielles à décennales, pour les bassins versants fluviaux agricoles de plaine en contexte climatique tempéré (Figure 85)

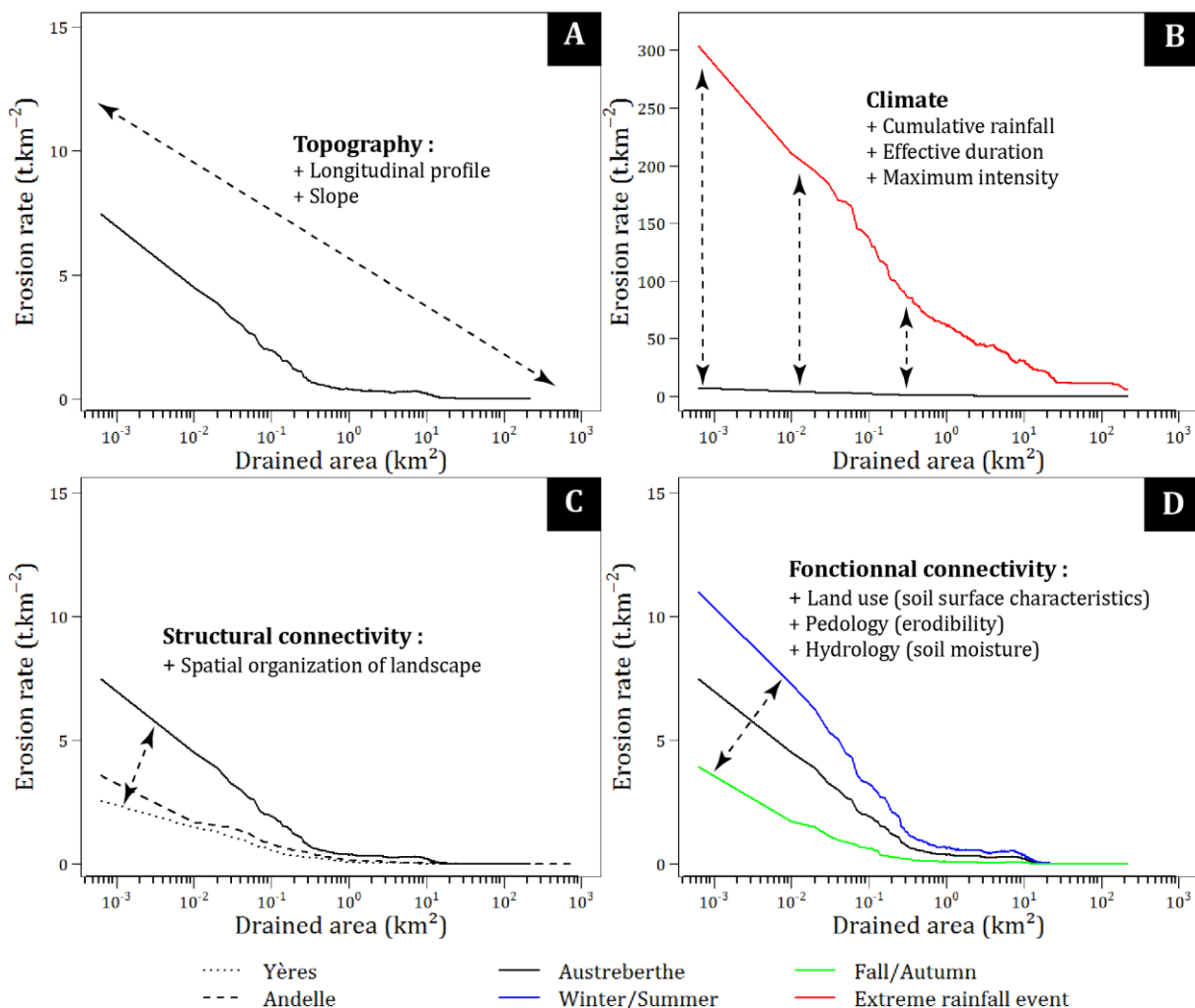


Figure 85 : Schéma conceptuel du rôle et de l'expression des différents forçages dans la variabilité spatiale et temporelle de la relation entre l'aire drainée et le taux d'érosion, pour les bassins versants fluviaux agricoles de plaine en contexte climatique tempéré.

Le forçage topographique, au travers du profil longitudinal et des pentes, conditionne la direction de la relation et joue un rôle de premier ordre (Figure 85A). La morphologie des bassins versants de l'Ouest du Bassin de Paris induit inévitablement une relation négative entre le taux d'érosion et l'aire drainée. La production sédimentaire issue des plateaux à l'amont est transférée sur les fortes pentes des vallées encaissées. La transition vers le fond de vallée implique alors une rupture de pente et le dépôt de sédiments. En moyenne, l'essentiel de ces processus de stockage se déroule avant l'émergence d'un réseau hydrographique pérenne, pour des aires drainées correspondant à la définition d'un bassin versant élémentaire (1 - 10 km²). Par ailleurs, les différences de morphologie entre les bassins versants étudiés dans cette thèse ne sont pas assez marquées pour observer d'autres directions de la relation entre le taux d'érosion et l'aire drainée.

Le forçage climatique agit de manière verticale dans l'allure de la courbe et joue un rôle de deuxième ordre (Figure 85B). Les différences observées entre l'effet d'échelle évènementiel moyen annuel et l'effet d'échelle durant les évènements extrêmes de précipitations sont de un à deux ordres de grandeur. Durant ces évènements, les fortes lames d'eau ruisselantes impliquent une forte production sédimentaire sur les parcelles agricoles. Le flux sédimentaire se propage vers l'aval et reste affecté par l'effet d'échelle. Toutefois, les processus de dépôt sont insuffisants pour obtenir des taux d'érosion dans les mêmes ordres de grandeur que ceux observés pour l'effet d'échelle évènementiel moyen annuel. Dans ce cas de figure, l'essentiel de l'effet d'échelle est observé non plus au niveau du bassin versant élémentaire (1-10 km²), mais sur l'ensemble du bassin versant fluvial. En conséquence, à l'émergence du réseau hydrographique pérenne (pour des aires drainées autour de 10 km²), d'importantes quantités de sédiments sont introduites dans le réseau et sont transférées jusqu'à l'exutoire du bassin versant. Ce fonctionnement explique alors que la majorité du flux sédimentaire annuel des rivières est produit lors de quelques évènements extrêmes de précipitations. L'observation de ces évènements permet *in-fine* d'expliquer la variabilité inter-annuelle du ruissellement et de l'érosion.

L'organisation spatiale du paysage agit de manière diagonale dans l'allure de la courbe et joue un rôle de troisième ordre (Figure 85C). Ce forçage correspond à un facteur d'ajustement de l'effet d'échelle. Il organise les forçages biologiques et pédologiques, et interagit avec le forçage topographique de premier ordre. Plus précisément, l'organisation spatiale du paysage, au travers de la répartition de l'occupation des sols et des formations pédologiques, affectent les grands ensembles de production, de transfert, et de stockage des sédiments, définit par le forçage topographique. La propension générale de la morphologie à transférer ou stocker à l'aval les sédiments issus des zones sources à l'amont définit la connectivité structurelle du bassin versant (Fryirs, 2013; Wainwright et al., 2011). Invariante à l'échelle de l'évènement pluvieux, le mode de variabilité temporelle de la connectivité structurelle correspond à une profonde mutation du paysage, comme celles engendrées par le remembrement agricole dans les années 1960. Sur les

bassins versants étudiés, l'organisation de l'occupation des sols suit globalement l'organisation spatiale des pentes et des grandes formes du paysage associées (Cf. [Chapitre 1](#)). Les plateaux loessiques sont intensément cultivés alors que les pentes des vallées sont principalement dominées par des prairies et des forêts. L'occupation des sols à l'amont est donc propice à la production sédimentaire alors que l'aval est favorable au stockage sédimentaire. Une telle organisation amplifie en conséquence l'action du forçage topographique sur la diminution du taux d'érosion avec l'augmentation de l'aire drainée. Les variations d'organisation spatiale observées entre les bassins dans le [Chapitre 3](#) et le [Chapitre 5](#) expliquent certainement les différences dans l'allure de l'effet d'échelle évènementiel moyen annuel. Ces différences restent majoritairement observées pour des aires drainées inférieures à 10 km², indiquant une influence de ce forçage principalement à l'échelle du bassin versant élémentaire.

Les forçages biologiques, pédologiques et hydrologiques interagissent également avec le forçage topographique aux échelles de temps saisonnières. Ils agissent également de manière diagonale dans l'allure de la courbe et jouent un rôle de quatrième ordre ([Figure 85D](#)). Le forçage biologique, au travers des cycles culturaux sur le bassin et des opérations culturales associées, induit des fenêtres saisonnières où le faible couvert végétal du sol est propice à la genèse du ruissellement et de l'érosion des sols. Sur les bassins versants étudiés, le blé tendre d'hiver représente l'essentiel de la surface agricole utile. En conséquence, deux périodes présentent un risque d'érosion des sols particulièrement important : en hiver après la période de semis et en été après la période récolte. Le forçage hydrologique, au travers de l'état hydrique du sol avant un évènement pluvieux, offre également des conditions plus ou moins favorables à la genèse du ruissellement. Enfin, le forçage pédologique, au travers de la texture du sol, favorise ou non l'érodibilité du sol. Ce facteur joue un rôle majeur à l'échelle locale mais un rôle mineur à l'échelle du bassin versant hydrographique. Ces forçages jouent également un rôle dans l'effet d'échelle. Les forçages biologiques et hydrologiques s'ajoutent ou se soustraient à la connectivité sédimentaire structurelle, introduisant le concept d'une connectivité sédimentaire fonctionnelle ([Bracken et al., 2015](#); [Gay et al., 2016](#)). Durant les fenêtres saisonnières favorisant le ruissellement (hiver et été), le faible couvert végétal et/ou un sol faiblement ressuyé fournissent des conditions propices aux transferts des sédiments vers l'aval.

En termes de gestion du risque d'érosion des sols, tout l'enjeu est donc de limiter la connectivité structurelle et fonctionnelle de ces bassins et d'éviter les phénomènes de surimposition avec le forçage climatique. Réduire la vulnérabilité de ces espaces sensibles nécessitera un changement de pratiques culturales et une agriculture pensée à l'échelle des territoires, limitant les transferts excessifs de sédiments vers l'aval. Ces changements prendront certainement du temps suivant les orientations prises par le monde agricole. Dans l'immédiat, les

aménagements d'hydraulique douce ainsi que les ouvrages structurants restent la meilleure option pour amoindrir cette connectivité amont-aval.

Le cinquième apport est la mise en évidence d'une efficacité individuelle et collective différenciée des aménagements d'hydraulique douce et des ouvrages structurants dans la réduction évènementielle à pluriannuelle des transferts hydrologiques et sédimentaires aux différentes échelles du bassin versant.

L'impact des mesures de lutte contre le ruissellement et l'érosion des sols a été évalué sur un des bassins versants précédemment étudiés. Plus de 1000 évènements de pluie ont de nouveau été simulés en présence de 89 mesures de lutte contre l'érosion des sols et le ruissellement, installés progressivement entre 1999 et 2010.

Le choix et la localisation des aménagements sur le bassin versant sont globalement en accord avec les capacités de stockage et de piégeage de chaque type d'ouvrage. Les fascines et les haies, situées au plus près des zones de production sont rapidement mise en fonctionnement, même pour de faibles lames d'eau ruisselantes. Les bassins et les barrages, situés plus à l'aval, s'activent majoritairement durant les évènements intenses de précipitations. Une mauvaise implantation se traduit par une augmentation de la fréquence de propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage et par un impact limité dans la réduction du ruissellement et des masses de terre transférées.

L'augmentation du nombre d'aménagements installés implique une efficacité croissante dans la réduction annuelle des volumes d'eau ruisselés et des flux sédimentaires à l'exutoire du bassin versant. Cette réduction annuelle est cependant limitée, car la capacité globale de piégeage en eaux de ruissellement et en sédiments est nettement inférieure aux flux hydrologiques et sédimentaires transitant sur l'ensemble du bassin versant durant les périodes d'export majeur.

Les abattements sur les volumes d'eaux ruisselées et les masses de terres transférées, observés aux droits des ouvrages, ne peuvent pas être extrapolés à l'exutoire du bassin versant. Le changement d'échelle spatiale induit la contribution de sous-bassins versants qui ne sont pas affectés par des ouvrages. En conséquence, l'efficacité du schéma d'aménagement sur l'érosion et le ruissellement tend à diminuer entre l'échelle locale et l'échelle globale.

Perspectives

La validité des outils et méthodes proposées ne s'arrête vraisemblablement pas aux frontières de l'Ouest du Bassin de Paris. Dans un premier temps, il est raisonnable de penser que nous pouvons étendre cette validité à l'ensemble des bassins versants agricoles sur substratum crayeux à couverture lœssique de l'Ouest de l'Europe. Dans un second temps, il sera intéressant d'étudier la possibilité d'exporter ces modèles dans d'autres contextes, moyennant une réflexion sur les adaptations à apporter sur chacun. Les perspectives de travail à court terme s'attacheront donc à appliquer les modèles dans une grande diversité de bassins versants hydrographiques, avec comme objectif central d'asseoir leur validité.

D'autres perspectives de travail sont envisagées. Tout d'abord, l'inter-comparaison date-à-date des mesures de concentrations en MES issues d'un prélèvement manuel et des mesures de concentration en MES obtenues par turbidité a révélé l'existence d'un décalage entre les deux types données. En l'absence d'éléments tangibles, nous n'avons pas pu conclure quant à l'origine de ce décalage. Une étude méthodologique pour identifier les causes possibles d'erreurs et d'incertitudes sera indispensable pour harmoniser la mesure des concentrations en MES selon ces deux protocoles.

Ensuite, les perspectives de travail s'attacheront aux possibles développements du modèle WATERSED. Des améliorations du module « hydrologie » s'avèrent nécessaires afin de reproduire les hydrogrammes de crues observés à l'exutoire des bassins versants. Parmi l'ensemble des approches possibles pour atteindre cet objectif, une approche géomorphologique WFIUH ([Rigon et al., 2015](#)) est actuellement à l'étude. L'intégration des processus d'érosion, de transfert, et de dépôt au sein du corridor fluvial fait également partie des préoccupations. L'approche régionale proposée par [Gay, \(2015\)](#) pour quantifier l'érosion de berge pourra constituer une solide base de travail. Un module « pesticide » est également envisagé, en se basant sur les précédents travaux réalisés sur cette thématique en Haute-Normandie ([Lecomte, 1999](#)). Enfin, le développement de méthodes d'optimisation de dimensionnement de schéma d'aménagement permettra d'accroître encore l'opérationnalité du modèle.

Plus largement, les recherches envisagées à court et moyen terme se focaliseront sur l'adaptabilité et la résilience des territoires agricoles face aux pressions anthropiques et aux changements climatiques. En ce sens, les outils et les méthodes développées se prêtent parfaitement à des recherches prospectives et constituent un véritable support pour orienter la société vers une planification et une gestion durable de l'environnement.

Bibliographie

- Acornley, R., Sear, D., 1999. Sediment transport and siltation of brown trout (*Salmo trutta* L.) spawning gravels in chalk streams. *Hydrol. Process.* 13, 447–458.
- Aich, V., Zimmermann, A., Elsenbeer, H., 2014. Quantification and interpretation of suspended-sediment discharge hysteresis patterns: How much data do we need? *Catena* 122, 120–129. doi:10.1016/j.catena.2014.06.020
- Aksoy, H., Kavvas, M.L., 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena* 64, 247–271. doi:10.1016/j.catena.2005.08.008
- Ali, G. a., Roy, A.G., 2010. Shopping for hydrologically representative connectivity metrics in a humid temperate forested catchment. *Water Resour. Res.* 46, 1–24. doi:10.1029/2010WR009442
- Antrop, M., 2004. Landscape change and the urbanization process in Europe. *Landsc. Urban Plan.* 67, 9–26. doi:10.1016/S0169-2046(03)00026-4
- ARS, 2013. Les eaux distribuées en Haute-Normandie en 2011 - Origine, organisation, contrôle et qualité.
- Asselman, N.E.M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *J. Hydrol.* 234, 228–248.
- Asselman, N.E.M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the River Rhine. *Hydrol. Process.* 1450, 1437–1450.
- Auzet, A.-V., Guerrini, M.-C., Muxart, T., 1992. L'agriculture et l'érosion des sols : importance en France de l'érosion liée aux pratiques agricoles. *Économie Rural.* 208-209, 105–110. doi:10.3406/ecoru.1992.4464
- Auzet, V., 1987. L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Ann. Geogr.* 537, 529–556.
- 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, 213–226. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.027
- Ballantine, D.J., Walling, D.E., Collins, A.L., Leeks, G.J.L., 2009. The content and storage of phosphorus in fine-grained channel bed sediment in contrasting lowland agricultural catchments in the UK. *Geoderma* 151, 141–149. doi:10.1016/j.geoderma.2009.03.021
- Berrie, A.D., 1992. The chalk-stream environment. *Hydrobiologia* 248, 3–9.
- Boardman, J., Evans, R., Ford, J., 2003. Muddy floods on the South Downs, southern England: Problem and responses. *Environ. Sci. Policy* 6, 69–83. doi:10.1016/S1462-9011(02)00125-9
- Boardman, J., Vandaele, K., 2015. Effect of the spatial organization of land use on muddy flooding from cultivated catchments and recommendations for the adoption of control measures. *Earth Surf. Process. Landforms* 343, n/a–n/a. doi:10.1002/esp.3793
- Boiffin, J., François, P., Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie* 663–673.
- Bracken, L.J., Croke, J., 2007. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrol. Process.* 21, 1749–1763. doi:10.1002/hyp
- Bracken, L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P., 2015. Sediment connectivity: A framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landforms* 40, 177–188. doi:10.1002/esp.3635
- Brookes, A., Gregory, K.J., Dawson, F.H., 1983. An assessment of river channelization in England and Wales. *Sci. Total Environ.* 27, 97–111.
- Cammeraat, E.L.H., 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 317–332. doi:10.1016/j.agee.2004.01.032
- 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, 167–177. doi:10.1016/j.geomorph.2010.06.011
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Bourennane, H., Souchère, V., 2002a. Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France. *Soil Tillage Res.* 67, 99–108. doi:10.1016/S0167-1987(02)00045-4
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Saby, N., 2002b. Modelling interrill erosion in small cultivated

- catchments. *Hydrol. Process.* 3226, 3215–3226. doi:10.1002/hyp.1098
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., Van Oost, K., Couturier, A., King, C., Dubreuil, N., 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol.* 299, 4–14. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.02.017
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchère, V., Martin, P., Lecomte, V., 2002c. Sediment concentration in interrill flow: Interactions between soil surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 193–205. doi:10.1002/esp.314
- Cerdan, O., Souchère, V., Lecomte, V., Couturier, A., Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and transfer by runoff and erosion related to agricultural management. *Catena* 46, 189–205. doi:10.1016/S0341-8162(01)00166-7
- Chaplot, V., Le Bissonnais, Y., 2000. Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surf. Process. Landforms* 25, 145–153. doi:10.1002/(sici)1096-9837(200002)25:2<145::aid-esp51>3.0.co;2-3
- Chartin, C., Evrard, O., Salvador-blanes, S., Hinschberger, F., Oost, K. Van, Lefèvre, I., Daroussin, J., Macaire, J., 2013. Quantifying and modelling the impact of land consolidation and field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954–2009). *Catena* 110, 184–195. doi:10.1016/j.catena.2013.06.006
- Chédeville, S., 2015. Étude de la variabilité du fonctionnement hydro-sédimentaire des karsts de l'Ouest du Bassin de Paris à partir de la comparaison des remplissages sédimentaires karstiques anciens, actuels et du signal turbide des eaux souterraines. Thèse de doctorat. Université de Rouen.
- Chédeville, S., Laignel, B., Rodet, J., Todisco, D., Fournier, M., Dupuis, E., Girot, G., Hanin, G., 2014. The sedimentary filling in the chalk karst of the Northwestern Paris Basin (Normandy, France): Characterization, origin and hydro-sedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphol.* doi:10.1127/0372-8854/2014/0139
- Chow, V., 1988. *Applied Hydrology*.
- Church, M., Ham, D., Hassan, M., Slaymaker, O., 1999. Fluvial clastic sediment yield in Canada: scaled analysis. *Can. J. Earth Sci.* 36, 1267–1280. doi:10.1139/e99-034
- Clark, C.O., 1945. Storage and the unit hydrograph. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.* 110, 1419–1446.
- Clark, M.P., Rupp, D.E., Woods, R.A., Tromp-van Meerveld, H.J., Peters, N.E., Freer, J.E., 2009. Consistency between hydrological models and field observations: linking processes at the hillslope scale to hydrological responses at the watershed scale. *Hydrol. Process.* 23, 311–319.
- Cohn, T.A., 1995. Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Rev. Geophys.* 1117–1123.
- Cohn, T.A., Delong, L.L., Gilroy, E.J., Hirsch, R.M., Wells, D.K., 1989. Estimating constituent loads. *Water Resour. Res.* 25, 937. doi:10.1029/WR025i005p00937
- Collins, A.L., Walling, D.E., 2007. The storage and provenance of fine sediment on the channel bed of two contrasting lowland permeable catchments, UK. *River Res. Appl.* 23, 429–450. doi:10.1002/rra
- Collins, A.L., Walling, D.E., 2007. Sources of fine sediment recovered from the channel bed of lowland groundwater-fed catchments in the UK. *Geomorphology* 88, 120–138. doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.018
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., Böhner, J., 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geosci. Model Dev.* 8, 1991–2007. doi:10.5194/gmd-8-1991-2015
- Cooper, A.H., Farrant, A.R., Price, S.J., 2011. The use of karst geomorphology for planning, hazard avoidance and development in Great Britain. *Geomorphology* 134, 118–131. doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.004
- Costa, S., Laignel, B., Hauchard, E., Delahaye, D., 2006. Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du Bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphol.* 50, 95–116.
- Couturier, A., Daroussin, J., Darboux, F., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Cerdan, O., King, D., 2013. Improvement of surface flow network prediction for the modeling of erosion processes in agricultural landscapes. *Geomorphology* 183, 120–129. doi:10.1016/j.geomorph.2012.07.025
- Dabney, S.M., Meyer, L.D., Harmon, W.C., Alonso, C. V., Foster, G.R., 1995. Depositional Patterns of Sediment Trapped by Grass Hedges. *Trans. Asae* 38, 1719–1729.
- Dautrebande, S., Cordonnier, H., Thirion, M., Bièlders, C., 2006. Lutter contre l'érosion des terres. Les livrets l'agriculture n°12, Ministère la Région wallonne, Dir. générale l'Agriculture 38.
- De Vente, J., Poesen, J., 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Rev.* 71, 95–125. doi:10.1016/j.earscirev.2005.02.002
- De Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M., Verstraeten, G., 2007. The sediment delivery problem revisited.

- Prog. Phys. Geogr. 31, 155–178. doi:10.1177/0309133307076485
- De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., Rompaey, A. Van, Arabkhedri, M., Boix-fayos, C., 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? *Earth Sci. Rev.* 127, 16–29. doi:10.1016/j.earscirev.2013.08.014
- Dedkov, A., 2004. The relationship between sediment yield and drainage basin area. *Sediment Transf. through Fluv. Syst.* (Proceedings a Symp. held Moscow, August 2004) 197–204.
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J.M., 2011. River basin sediment flux assessments. *Hydrol. Process.* 25, 1587–1596. doi:10.1002/hyp.7920
- Delmas, M., Cerdan, O., Cheviron, B., Mouchel, J.-M., Eyrolle, F., 2012a. Sediment export from French rivers to the sea. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 754–762. doi:10.1002/esp.3219
- Delmas, M., Cerdan, O., Mouchel, J.-M., Garcin, M., 2009. A method for developing a large-scale sediment yield index for European river basins. *J. Soils Sediments* 9, 613–626. doi:10.1007/s11368-009-0126-5
- Delmas, M., Pak, L.T., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Sorel, L., 2012b. Erosion and sediment budget across scale: A case study in a catchment of the European loess belt. *J. Hydrol.* 420–421, 255–263. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.008
- Dickinson, W.T., 1981. Accuracy and precision of suspended sediment loads, in: *Erosion and Sediment Transport Measurement* (Proceedings of the Florence Symposium). pp. 195–202.
- Dolan, D.M., Yui, A.K., Geist, R.D., 1981. Evaluation of river load estimation methods for total phosphorus. *J. Gt. Lakes Res.* 7, 207–214.
- Doomen, A.M.C., Wijma, E., Zwolsman, J.J.G., Middelkoop, H., 2008. Predicting suspended sediment concentrations in the Meuse River using a supply-based rating curve. *Hydrol. Process.* 1856, 1846–1856. doi:10.1002/hyp
- Douvinet, J., 2008. Les bassins versants sensibles aux "crues rapides" dans le Bassin Parisien - Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes. Ph.D. Thesis, University of Caen, France.
- Douvinet, J., Wiel, M.J. Van De, Delahaye, D., Cossart, E., 2015. A flash flood hazard assessment in dry valleys (northern France) by cellular automata modelling. *Nat. Hazards* 75, 2905–2929. doi:10.1007/s11069-014-1470-3
- Downing, J., 2006. Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly. *Cont. Shelf Res.* 26, 2299–2318. doi:10.1016/j.csr.2006.07.018
- Durán Zuazo, V.H., Rodríguez Pleguezuelo, C.R., 2008. Soil-erosion and runoff prevention by plant covers. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 28, 65–86. doi:10.1051/agro:2007062
- Duran, L., 2015. Approches physique conceptuelle et statistique du fonctionnement hydrologique d'un karst sous couverture. Thèse de doctorat. Université de Rouen. doi:10.1017/CBO9781107415324.004
- Eder, A., Strauss, P., Krueger, T., Quinton, J.N., 2010. Comparative calculation of suspended sediment loads with respect to hysteresis effects (in the Petzenkirchen catchment, Austria). *J. Hydrol.* 389, 168–176. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.043
- EEA, 2015. The European environment — state and outlook 2015: synthesis report, European Environment Agency, Copenhagen.
- El Janyani, S., 2013. Incidence des bêttoires et de la karstogenèse des plateaux crayeux de la Haute-Normandie sur le fonctionnement hydrologique de l'aquifère de la craie : Modélisation hydrogéologique des influences climatiques à différentes échelles spatio-temporelles. Université de Rouen.
- El Janyani, S., Massei, N., Dupont, J.P., Fournier, M., Dörfliker, N., 2012. Hydrological responses of the chalk aquifer to the regional climatic signal. *J. Hydrol.* 464–465, 485–493. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.07.040
- Estrany, J., Garcia, C., Batalla, R.J., 2009. Groundwater control on the suspended sediment load in the Na Borges River, Mallorca, Spain. *Geomorphology* 106, 292–303. doi:10.1016/j.geomorph.2008.11.008
- Evrard, O., Biielders, C.L., Vandaele, K., Wesemael, B. Van, 2007a. Spatial and temporal variation of muddy floods in central Belgium, off-site impacts and potential control measures. *Catena* 70, 443–454. doi:10.1016/j.catena.2006.11.011
- Evrard, O., Cerdan, O., van Wesemael, B., Chauvet, M., Le Bissonnais, Y., Raclot, D., Vandaele, K., Andrieux, P., Biielders, C., 2009. Reliability of an expert-based runoff and erosion model: Application of STREAM to different environments. *Catena* 78, 129–141. doi:10.1016/j.catena.2009.03.009
- Evrard, O., Heitz, C., Liégeois, M., Boardman, J., Vandaele, K., Auzet, A. V., Van Wesemael, B., 2010a. A comparison of management approaches to control muddy floods in central Belgium, northern France and southern England. *L. Degrad. Dev.* 21, 322–335. doi:10.1002/ldr.1006

- Evrard, O., Nord, G., Cerdan, O., Souchère, V., Le Bissonnais, Y., Bonté, P., 2010b. Modelling the impact of land use change and rainfall seasonality on sediment export from an agricultural catchment of the northwestern European loess belt. *Agric. Ecosyst. Environ.* 138, 83–94. doi:10.1016/j.agee.2010.04.003
- Evrard, O., Persoons, E., Vandaele, K., van Wesemael, B., 2007b. Effectiveness of erosion mitigation measures to prevent muddy floods: A case study in the Belgian loam belt. *Agric. Ecosyst. Environ.* 118, 149–158. doi:10.1016/j.agee.2006.02.019
- 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, 419–428. doi:10.1016/j.geomorph.2008.01.010
- FAO, 2011. The state of the world's land and water resources for food and agriculture (SOLAW) – Managing systems at risk. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome and Earthscan, London. doi:978-1-84971-326-9
- Favis-Mortlock, D., Boardman, J., Bell, M., 1997. Modelling long-term anthropogenic erosion of a loess cover: South Downs, UK. *The Holocene* 7, 79–89. doi:10.1177/095968369700700107
- Ferguson, R.I., 1986. River Loads Underestimated by Rating Curves. *Water Resour. Res.* 22, 74–76.
- Fernandez, C., Wu, J., McCool, D., Stoeckle, C., 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. *J. Soil Water Conserv.* 58, 128–136.
- Fiener, P., Auerswald, K., Weigand, S., 2005. Managing erosion and water quality in agricultural watersheds by small detention ponds. *Agric. Ecosyst. Environ.* 110, 132–142. doi:10.1016/j.agee.2005.03.012
- Ford, D., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, John Wiley. ed. doi:10.1002/9781118684986
- Foster, I.D.L., Millington, R., Grew, R.G., 1992. The impact of particle size controls on stream turbidity measurement; some implications for suspended sediment yield estimation, in: *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins (Proceedings of the Oslo Symposium, August 1992)*. pp. 51–62. doi:-
- Foucher, A., Laceby, P.J., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Le Gall, M., Lefèvre, I., Cerdan, O., Rajkumar, V., Desmet, M., 2015. Quantifying the dominant sources of sediment in a drained lowland agricultural catchment: The application of a thorium-based particle size correction in sediment fingerprinting. *Geomorphology* 250, 271–281. doi:10.1016/j.geomorph.2015.09.007
- Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., 2007. Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeol. J.* 15, 689–704. doi:10.1007/s10040-006-0116-2
- Fournier, M., Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Dupont, J.P., 2008. Application of multivariate analysis to suspended matter particle size distribution in a karst aquifer. *Hydrol. Process.* 22, 2237–2345.
- Fox, D., Le Bissonnais, Y., 1998. A process-based analysis of the influence of aggregate stability on surface crusting, infiltration, and interrill erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 717–724.
- Frouin, M., Durand, a., Sebag, D., Huault, M.-F., Ogier, S., Verrecchia, E.P., Laignel, B., 2009. Holocene evolution of a wetland in the Lower Seine Valley, Marais Vernier, France. *The Holocene* 19, 717–727. doi:10.1177/0959683609105295
- Fryirs, K., 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 30–46. doi:10.1002/esp.3242
- Fu, G., Chen, S., McCool, D.K., 2006. Modeling the impacts of no-till practice on soil erosion and sediment yield with RUSLE, SEDD, and ArcView GIS. *Soil Tillage Res.* 85, 38–49. doi:10.1016/j.still.2004.11.009
- Gallien, E., Le Bissonnais, Y., Eimberck, M., Benkhadra, H., Ligneau, L., Ouvry, J. F., Martin, P., 1995. Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol limoneux cultivé. *Cah. Agric.* 4, 171–183.
- Gay, A., 2015. *Transfert de particules des versants aux masses d'eau sur le territoire Loire-Bretagne*. PhD. Thesis, Université François Rabelais de Tours.
- Gay, A., Cerdan, O., Delmas, M., Desmet, M., 2014. Variability of suspended sediment yields within the Loire river basin (France). *J. Hydrol.* 519, 1225–1237. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.08.045
- Gay, A., Cerdan, O., Mardhel, V., Desmet, M., 2016. Application of an index of sediment connectivity in a lowland area. *J. Soils Sediments* 16, 280–293. doi:10.1007/s11368-015-1235-y
- Gericke, O.J., Smithers, J.C., 2014. Review of methods used to estimate catchment response time for the purpose of peak discharge estimation. *Hydrol. Sci. J.* 59, 1935–1971. doi:10.1080/02626667.2013.866712
- Gilley, J.E., Kottwitz, E.R., Wieman, G. a., 1991. Roughness Coefficients for Selected Residue Materials. *J. Irrig. Drain. Eng.* 117, 503–514.
- Gippel, C.J., 1995. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in

- streams. *Hydrol. Process.* 9, 83–97. doi:10.1002/hyp.3360090108
- Gis Sol, 2011. L'état des sols de France.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Miyata, S., Kosugi, K., Onda, Y., 2008. Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: Scale effects and runoff transfer. *Water Resour. Res.* 44, n/a–n/a. doi:10.1029/2007WR005894
- Govers, G., 1992. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. *Earth Surf. Process. Landforms* 17, 515–528. doi:10.1002/esp.3290170510
- Grimaldi, S., Petroselli, a., Tauro, F., Porfiri, M., 2012. Time of concentration: a paradox in modern hydrology. *Hydrol. Sci. J.* 57, 217–228. doi:10.1080/02626667.2011.644244
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Alonso, G., Nardi, F., 2010. Flow time estimation with spatially variable hillslope velocity in ungauged basins. *Adv. Water Resour.* 33, 1216–1223. doi:10.1016/j.advwatres.2010.06.003
- Gumiere, S.J., Le Bissonnais, Y., Raclot, D., Chevion, B., 2011. Vegetated filter effects on sedimentological connectivity of agricultural catchments in erosion modelling: a review. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 3–19. doi:10.1002/esp.2042
- Haga, H., Matsumoto, Y., 2005. Flow paths, rainfall properties, and antecedent soil moisture controlling lags to peak discharge in a granitic unchanneled catchment. *Water Resour. Res.* 41, 1–14. doi:10.1029/2005WR004236
- Harrington, S.T., Harrington, J.R., 2013. An assessment of the suspended sediment rating curve approach for load estimation on the Rivers Bandon and Owenabue, Ireland. *Geomorphology* 185, 27–38. doi:10.1016/j.geomorph.2012.12.002
- Hauchard, E., Laignel, B., 2008. Morphotectonic evolution of the north-western margin of the Paris Basin. *Zeitschrift für Geomorphol.* 52, 463.
- Heng, S., Suetsugi, T., 2014. Comparison of regionalization approaches in parameterizing sediment rating curve in ungauged catchments for subsequent instantaneous sediment yield prediction. *J. Hydrol.* 512, 240–253. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.03.003
- Hessel, R., Jetten, V., 2007. Suitability of transport equations in modelling soil erosion for a small Loess Plateau catchment. *Eng. Geol.* 91, 56–71. doi:10.1016/j.enggeo.2006.12.013
- Heywood, M.J.T., Walling, D.E., 2003. Suspended sediment fluxes in chalk streams in the Hampshire Avon catchment, U.K. *Hydrobiologia* 494, 111–117. doi:10.1023/A:1025445711343
- Holland, J.M., 2004. The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: Reviewing the evidence. *Agric. Ecosyst. Environ.* 103, 1–25. doi:10.1016/j.agee.2003.12.018
- Horowitz, A.J., 2008. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. *Sci. Total Environ.* 400, 315–343. doi:10.1016/j.scitotenv.2008.04.022
- Horowitz, A.J., 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrol. Process.* 17, 3387–3409. doi:10.1002/hyp.1299
- Horowitz, A.J., Clarke, R.T., Merten, G.H., 2014. The effects of sample scheduling and sample numbers on estimates of the annual fluxes of suspended sediment in fluvial systems. *Hydrol. Process.* 543, 531–543. doi:10.1002/hyp.10172
- Hu, B., Wang, H., Yang, Z., Sun, X., 2011. Temporal and spatial variations of sediment rating curves in the Changjiang (Yangtze River) basin and their implications. *Quat. Int.* 230, 34–43.
- Isik, S., 2013. Regional rating curve models of suspended sediment transport for Turkey. *Earth Sci. Informatics* 87–98. doi:10.1007/s12145-013-0113-7
- Jasiewicz, J., Stepinski, T.F., 2013. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology* 182, 147–156. doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.005
- King, C., Baghdadi, N., Lecomte, V., Cerdan, O., 2005a. The application of remote-sensing data to monitoring and modelling of soil erosion. *Catena* 62, 79–93. doi:10.1016/j.catena.2005.05.007
- King, C., Lecomte, V., Le Bissonnais, Y., Baghdadi, N., Souchère, V., Cerdan, O., 2005b. Remote-sensing data as an alternative input for the “STREAM” runoff model. *Catena* 62, 125–135. doi:10.1016/j.catena.2005.05.008
- Koch, R.W., Smillie, G.M., 1986. Comment on “River Loads Underestimated by Rating Curves” by R. I. Ferguson. *Water Resour. Res.* 22, 2121–2122.
- Kronvang, B., Bruhn, A.J., 1996. Choice of sampling strategy and estimation method for calculating nitrogen and phosphorus transport in small lowland streams. *Hydrol. Process.* 10, 1483–1501.
- Kronvang, B., Laubel, A., Larsen, S.E., Friberg, N., 2003. Pesticides and heavy metals in Danish streambed sediment. *Hydrobiologia* 494, 93–101.
- Laignel, B., 2003. Caractérisation et dynamique érosive de systèmes géomorphologiques continentaux sur substrat crayeux : Exemple de l'Ouest du bassin de Paris dans le contexte nord-ouest européen.

Mémoire HDR. Université de Rouen.

- Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse 3ème cycle. Université de Rouen: Edition BRGM, Orléan, France.
- Laignel, B., Costa, S., Lequien, a., Massei, N., Durand, a., Dupont, J.P., Bot, L.S., 2008. Current inputs of continental sediment to the English Channel and its beaches: A case study of the cliffs and littoral rivers of the Western Paris Basin. *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl. Issues* 52, 21–39. doi:10.1127/0372-8854/2008/0052S3-0021
- Laignel, B., Dupuis, E., Durand, A., Dupont, J.P., Hauchard, E., Massei, N., 2006. Erosion balance in the watersheds of the western Paris Basin by high-frequency monitoring of discharge and suspended sediment in surface water. *Comptes Rendus - Geosci.* 338, 556–564. doi:10.1016/j.crte.2006.03.010
- Laignel, B., Dupuis, E., Rodet, J., Lacroix, M., Massei, N., 2004. An example of sedimentary filling in the chalk karst of the Western Paris Basin: characterization, origin and hydro-sedimentary behaviour. *Zeitschrift für Geomorphol.* 48, 219–243.
- Laignel, B., Meyer, R., 2000. La desilicification des silex des formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 171, 569–576.
- Laignel, B., Quesnel, F., Lecoustumer, M.-N., Meyer, R., 1998. Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. IIA-Earth Planet. Sci.* 326, 467–472.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., 2002a. Classification and origin of the clay with flints of the Western Paris Basin (France). *Zeitschrift für Geomorphol.* 46, 69–91.
- Laignel, B., Quesnel, F., Meyer, R., Bourdillon, C., 1999. Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin. *Int. J. Earth Sci.* 88, 467–474.
- Laignel, B., Quesnel, F., Spencer, C., Meyer, R., Lautridou, P., 2003. Slope clay-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary periglacial dynamics in the western part of the Paris Basin, France. *J. Quat. Sci.* 18, 295–299. doi:10.1002/jqs.749
- Laignel, B., Spencer, C.H., Meyer, R., 2002b. The clay-with-flints of the western Paris Basin: a potential aggregate resource. *Environ. Geol.* 41, 525–536. doi:10.1007/s002540100422
- Landemaine, V., Gay, A., Cerdan, O., Salvador-blanes, S., Rodrigues, S., 2015. Morphological evolution of a rural headwater stream after channelisation. *Geomorphology* 230, 125–137.
- Landemaine, V., Gay, A., Cerdan, O., Salvador-Blanes, S., Rodrigues, S., 2014. Morphological evolution of a rural headwater stream after channelisation. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2014.11.011
- Lane, L.J., Hernandez, M., Nichols, M., 1997. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environ. Model. Softw.* 12, 355–369. doi:10.1016/S1364-8152(97)00027-3
- Lautridou, J.P., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 170, 545–558.
- Lautridou, J.P., 1985. Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'Etat. Université de Caen.
- Lazure, P., Dumas, F., 2008. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Adv. Water Resour.* 31, 233–250. doi:10.1016/j.advwatres.2007.06.010
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D., Daroussin, J., 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil Tillage Res.* 46, 69–80. doi:10.1016/S0167-1987(97)00079-2
- 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, 111–124. doi:10.1016/j.catena.2005.05.001
- Le Bissonnais, Y., Lecomte, V., Cerdan, O., 2004. Grass strip effects on runoff and soil loss. *Agronomie* 24, 129–136. doi:10.1051/agro
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J., King, D., 2002. Mapping erosion risk for cultivated soil in France. *Catena* 46, 207–220. doi:10.1016/S0341-8162(01)00167-9
- Le Bissonnais, Y., Renaux, B., Delouche, H., 1995. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena* 25, 33–46. doi:10.1016/0341-8162(94)00040-L
- Le Hir, P., Cayocca, F., Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Cont. Shelf Res.* 31, 135–149. doi:10.1016/j.csr.2010.12.009
- Lecomte, V., 1999. Transfert de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant — processus, déterminisme et modélisation spatiale. Thèse de doctorat de l'École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, Spécialité Science de l'Eau.
- Lecomte, V., Le Bissonnais, Y., Renaux, B., Couturier, A., Ligneau, L., 1997. Erosion hydrique et transfert de

- produits phytosanitaires dans les eaux de ruissellement. *Cah. Agric.* 6, 175–183.
- Legates, D.R., McCabe, G.J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35, 233–241.
- Leguédou, S., Le Bissonnais, Y., 2004. Size fractions resulting from an aggregate stability test, interrill detachment and transport. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 1117–1129. doi:10.1002/esp.1106
- Letortu, P., Costa, S., Maquaire, O., Delacourt, C., Augereau, E., Davidson, R., Suanez, S., Nabucet, J., 2015. Retreat rates, modalities and agents responsible for erosion along the coastal chalk cliffs of Upper Normandy: The contribution of terrestrial laser scanning. *Geomorphology* 245, 3–14. doi:10.1016/j.geomorph.2015.05.007
- Littlewood, I.G., 1995. Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United Kingdom rivers. *Environ. Int.* 211–220.
- Ludwig, B., Boiffin, J., Chaduf, J., Auzet, a. V., 1995. Hydrological structure and erosion damage caused by concentrated flow in cultivated catchments. *Catena* 25, 227–252. doi:10.1016/0341-8162(95)00012-H
- Ludwig, W., Probst, J.-L., 1998. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *Am. J. Sci.* 298, 265–295.
- Lyne, V.D., Hollick, M., 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modeling, in: *Hydrology and Water Resources Symposium, Institution of Engineers Australia, Perth.* pp. 89–92.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ph.D. Thesis, University of Dijon, France.
- Martin, P., 1999. Reducing flood risk from sediment-laden agricultural runoff using intercrop management techniques in northern France. *Soil Tillage Res.* 52, 233–245. doi:10.1016/S0167-1987(99)00084-7
- Martin, P., Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Ligneau, L., Ouvry, J., 1997. Mesures du ruissellement et de l'érosion diffuse engendrés par les pratiques culturales en Pays de Caux (Normandie). *Géomorphologie Reli. Process. Environ.* 3, 143–154.
- Martin, P., Ronfort, C., Laroutis, D., Souchère, V., Sebillotte, C., 2014. Cost of best management practices to combat agricultural runoff and comparison with the local populations' willingness to pay: Case of the Austreberthe watershed (Normandy, France). *Land use policy* 38, 454–466. doi:10.1016/j.landusepol.2013.12.014
- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *J. Hydrol.* 329, 244–257. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.021
- Melesse, A.M., Graham, W.D., 2004. Storm runoff prediction based on a spatially distributed travel time method utilizing remote sensing and GIS. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 40, 863–879. doi:10.1111/j.1752-1688.2004.tb01051.x
- Merritt, W.S., Letcher, R. a., Jakeman, a. J., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environ. Model. Softw.* 18, 761–799. doi:10.1016/S1364-8152(03)00078-1
- Meybeck, M., Laroche, L., Du, H.H., Syvitski, J.P.M., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Glob. Planet. Change* 39, 65–93. doi:10.1016/S0921-8181(03)00018-3
- Meybeck, M., Moatar, F., 2012. Daily variability of river concentrations and fluxes: indicators based on the segmentation of the rating curve. *Hydrol. Process.* 26, 1188–1207. doi:10.1002/hyp.8211
- Meyer, L.D., Dabney, S.M., Harmon, W.C., 1995. Sediment-trapping effectiveness of stiff-grass hedges. *Am. Soc. Agric. Eng.* 38, 809–815.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544. doi:10.1086/629606
- Moatar, F., Meybeck, M., 2005. Compared performances of different algorithms for estimating annual nutrient loads discharged by the eutrophic River Loire. *Hydrol. Process.* 19, 429–444. doi:10.1002/hyp.5541
- Moatar, F., Meybeck, M., Raymond, S., Coynel, A., Ludwig, W., Mano, V., Néméry, J., Poiriel, A., Etcheber, H., Crouzet, P., 2007. Evaluation des flux de MES à partir des suivis discrets : méthodes de calcul et incertitudes. SHF “Transports solides Gest. des sédiments en milieux Nat. urbains.” doi:10.1051/lhb:2008041
- Morehead, M.D., Syvitski, J.P., Hutton, E.W.H., Peckham, S.D., 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Glob. Planet. Change* 39, 95–110. doi:10.1016/S0921-8181(03)00019-5
- Moreno-de las Heras, M., Nicolau, J.M., Merino-Martín, L., Wilcox, B.P., 2010. Plot-scale effects on runoff and erosion along a slope degradation gradient. *Water Resour. Res.* 46, W04503. doi:10.1029/2009WR007875
- Morgan, R.P.C., 2013. *Soil Erosion and Conservation.* doi:10.1002/9781118351475.ch22

- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Binger, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE* 50, 885–900. doi:10.13031/2013.23153
- Muzik, I., 1996. GIS Derived Distributed Unit Hydrograph, a New Tool for Flood Modeling. *Water Resour.* 1, 243–247. doi:10.4203/ccp.30.10.2
- Nachtergaele, J., Poesen, J., Sidorchuk, A., Torri, D., 2002. Prediction of concentrated flow width in ephemeral gully channels. *Hydrol. Process.* 16, 1935–1953. doi:10.1002/hyp.392
- Nadal-Romero, E., Martinez-Murillo, J.F., Vanmaercke, M., Poesen, J., 2011. Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Prog. Phys. Geogr.* 35, 297–332. doi:10.1177/0309133311400330
- Nathan, R.J., McMahon, T.A., 1990. Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses. *Water Resour. Res.* 26, 1465–1473.
- Navratil, O., Esteves, M., Legout, C., Gratiot, N., Nemery, J., Willmore, S., Grangeon, T., 2011. Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *J. Hydrol.* 398, 246–259. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.12.025
- Nearing, M. a., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, a., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost, K., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena* 61, 131–154. doi:10.1016/j.catena.2005.03.007
- O’Connell, P.E., Ewen, J., O’Donnell, G., Quinn, P., 2007. Is there a link between agricultural land-use management and flooding? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 96–107. doi:10.5194/hess-11-96-2007
- Ouvry, J.F., Coufourier, N., Richet, J.B., Lhérieau, M., Pivain, Y., Martin, P., Lecomte, V., Barrier, C., Witkowski, D., Saint-Omer, L., Corruble, C., Luce, M., 2012a. Maîtrise du ruissellement et de l’érosion des sols en Haute-Normandie. Expérimentations sur les pratiques culturales 2001-2010. Synthèse des résultats de ruissellement et d’érosion. Groupe Maîtrise du ruissellement par les pratiques culturales.
- Ouvry, J.F., Richet, J.B., Bricard, O., Lhérieau, M., Bouzid, M., Saunier, M., 2012b. Fascines et haies pour réduire les effets du ruissellement érosif - Caractérisation de l’efficacité et conditions d’utilisation.
- Packman, A.I., Mackay, J.S., 2003. Interplay of stream-subsurface exchange, clay particle deposition, and streambed evolution. *Water Resour. Res.* 39, 1–10. doi:10.1029/2002WR001432
- Papy F., Boiffin, J., 1988. Influence des systemes de culture sur les risques d’érosion par ruissellement concentré. II. Evaluation des possibilités de maitrise du phénomène dans les exploitations agricoles. *Agronomie* 8, 745–756.
- Parsons, A.J., Brazier, R.E., Wainwright, J., Powell, M.D., 2006. Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 1384–1393. doi:10.1002/esp
- Parsons, A.J., Cooper, J., Wainwright, J., 2015. What is suspended sediment? *Earth Surf. Process. Landforms* n/a–n/a. doi:10.1002/esp.3730
- Pelletier, C., 2013. Mesure de turbidité.
- Phillips, J.M., Webb, B.W., Walling, D.E., Leeks, G.J.L., 1999. Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrol. Process.* 1050, 1035–1050.
- Picouet, C., Hingray, B., Olivry, J.C., 2001. Empirical and conceptual modelling of the suspended sediment dynamics in a large tropical African river: the Upper Niger river basin. *J. Hydrol.* 250, 19–39. doi:10.1016/S0022-1694(01)00407-3
- Preston, S.D., Bierman, V.J., Silliman, S.E., 1989. An Evaluation of Methods for the Estimation of Tributary Mass Loads. *Water Resour. Res.* 25, 1379–1389.
- Puleo, J. a., Johnson, R. V., Butt, T., Kooney, T.N., Holland, K.T., 2006. The effect of air bubbles on optical backscatter sensors. *Mar. Geol.* 230, 87–97. doi:10.1016/j.margeo.2006.04.008
- Quesnel, F., 1997. Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l’Ouest du Bassin de Paris. Thèse 3ème cycle. Université de Rouen. BRGM Ed Orléans n° 263.
- Quesnel, F., Catt, J., Laignel, B., Bourdillon, C., Meyer, R., 2003. The Neogene and Quaternary Clay-with-flints north and south of the English Channel: Comparisons of distribution, age, genetic processes and geodynamics. *J. Quat. Sci.* 18, 283–294. doi:10.1002/jqs.753
- Quesnel, F., Laignel, B., Lefebvre, D., Lautridou, J.P., Lebrete, P., 1996. Les formations résiduelles à silex de Haute-Normandie. Evolution continentale cénozoïque du NW du Bassin de Paris et utilisation potentielle comme granulats., in: Livret Excursion, In Colloque Géomorphologie et Formations Superficielles, Rouen, 19-21 Mars 1996, BRGM Ed., 248. pp. 65–99.
- Quilbé, R., Rousseau, A.N., Duchemin, M., Poulin, A., Gangbazo, G., Villeneuve, J.-P., 2006. Selecting a calculation method to estimate sediment and nutrient loads in streams: Application to the Beaurivage River (Québec, Canada). *J. Hydrol.* 326, 295–310. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.008

- Raux, J., Copard, Y., Laignel, B., Fournier, M., Massei, N., 2011. Classification of worldwide drainage basins through the multivariate analysis of variables controlling their hydrosedimentary response. *Glob. Planet. Change* 76, 117–127. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.12.005
- Raymond, S., Moatar, F., Meybeck, M., Bustillo, V., 2013. Choosing methods for estimating dissolved and particulate riverine fluxes from monthly sampling. *Hydrol. Sci. J.* 58, 1326–1339. doi:10.1080/02626667.2013.814915
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE).
- Richards, R.P., Holloway, J.I.M., 1987. Monte Carlo Studies of Sampling Strategies for Estimating Tributary Loads. *Water Resour. Res.* 23, 1939–1948.
- Rigon, R., Bancheri, M., Formetta, G., de Lavenne, A., 2015. The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective. *Earth Surf. Process. Landforms* 37, n/a–n/a. doi:10.1002/esp.3855
- Robinson, R. a., Sutherland, W.J., 2002. Post-war changes in arable farming and biodiversity in Great Britain. *J. Appl. Ecol.* 39, 157–176. doi:10.1046/j.1365-2664.2002.00695.x
- Rodet, J., 1993. Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique : l'exemple des craies du bassin de Paris. *Quaternaire* 4, 97–102.
- Rodet, J., Laignel, B., Brocard, G., Dupuis, E., Massei, N., Viard, J., 2006. Contribution of a sedimentary study to the concept of karstic evolution of a chalk cave in the western Paris basin (Normandy, France). *Geol. Belgica* 9, 287–296.
- Ronfort, C., Souchère, V., Martin, P., Sebillotte, C., Castellazzi, M.S., Barbottin, A., Meynard, J.M., Laignel, B., 2011. Methodology for land use change scenario assessment for runoff impacts: A case study in a north-western European Loess belt region (Pays de Caux, France). *Catena* 86, 36–48. doi:10.1016/j.catena.2011.02.004
- Sechi, S., Sebag, D., Laignel, B., Lepert, T., Frouin, M., Durand, A., 2010. The last millennia history of detrital sedimentation in the Lower Seine Valley (Normandy, NW France): Review. *Terra Nov.* 22, 434–441. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00972.x
- Shields, F.D., Lizotte, R.E., Knight, S.S., Cooper, C.M., Wilcox, D., 2010. The stream channel incision syndrome and water quality. *Ecol. Eng.* 36, 78–90. doi:10.1016/j.ecoleng.2009.09.014
- Skarbøvik, E., Stålnacke, P., Bogen, J., Bønsnes, T.E., 2012. Impact of sampling frequency on mean concentrations and estimated loads of suspended sediment in a Norwegian river: implications for water management. *Sci. Total Environ.* 433, 462–71. doi:10.1016/j.scitotenv.2012.06.072
- Souchère, V., Cerdan, O., Dubreuil, N., Le Bissonnais, Y., King, C., 2005. Modelling the impact of agri-environmental scenarios on runoff in a cultivated catchment (Normandy, France). *Catena* 61, 229–240. doi:10.1016/j.catena.2005.03.010
- Souchère, V., Cerdan, O., Ludwig, B., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Papy, F., 2003a. Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments. *Catena* 50, 489–505. doi:10.1016/S0341-8162(02)00124-8
- Souchère, V., King, C., Dubreuil, N., Lecomte-morel, V., Le, Y., Chalat, M., 2003b. Grassland and crop trends: role of the European Union Common Agricultural Policy and consequences for runoff and soil erosion. *Environ. Sci. Policy* 6, 7–16. doi:10.1016/S1462-9011(02)00121-1
- Souchère, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F., Capillon, a., 1998. Effects of tillage on runoff directions: Consequences on runoff contributing area within agricultural catchments. *J. Hydrol.* 206, 256–267. doi:10.1016/S0022-1694(98)00103-6
- Steiger, J., Tabacchi, E., Dufour, S., Corenblit, D., 2005. Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone. *River Res. Appl.* 21, 719–737. doi:10.1002/rra.879
- Stoate, C., Boatman, N.D., Borralho, R.J., Carvalho, C.R., De Snoo, G.R., Eden, P., 2001. Ecological impacts of arable intensification in Europe. *J. Environ. Manage.* 63, 337–365. doi:10.1006/jema.2001.0473
- Summerfield, M.A., Hulton, N.R.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.* 99, 13871–13883.
- Sutherland, T., Lane, P., Amos, C., Downing, J., 2000. The calibration of optical backscatter sensors for suspended sediment of varying darkness levels. *Mar. Geol.* 162, 587–597. doi:10.1016/S0025-3227(99)00080-8
- Syvitski, J., Morehead, M., 2000. Estimating fluvial sediment transport: the rating parameters. *Water Resour. Res.* 36, 2747–2760.
- Syvitski, J.P.M., Milliman, J.D., 2007. Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *J. Geol.* 115, 1–19. doi:10.1086/509246
- Takken, I., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Govers, G., Poesen, J., Degraer, G., 1999. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena* 37, 431–447. doi:10.1016/S0341-

8162(99)00031-4

- Tarolli, P., Sofia, G., 2015. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology* 255, 140–161. doi:10.1016/j.geomorph.2015.12.007
- Thollet, F., Coz, J.L.E., Antoine, G., François, P., Saguintaah, L., Launay, M., Camenen, B., 2013. Influence de la granulométrie des particules sur la mesure par turbidimétrie des flux de matières en suspension dans les cours d'eau. *La Houille Blanche* 4, 50–56. doi:10.1051/lhb/2013033
- Thomas, R.B., Lewis, J., 1993. A comparison of selection at list time and time-stratified sampling for estimating suspended sediment loads. *Water Resour. Res.* 29, 1247–1256. doi:10.1029/92WR02711
- Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J., Dugar, M., Martens, V., Duchateau, P., 2007. Sinkhole formation above underground limestone quarries: A case study in South Limburg (Belgium). *Geomorphology* 91, 19–37. doi:10.1016/j.geomorph.2007.01.016
- Van Dijk, P.M., Kwaad, F.J.P.M., Klapwijk, M., 1996. Retention of water and sediment by grass strips. *Hydrol. Process.* 10, 1069–1080. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199608)10:8<1069::AID-HYP412>3.0.CO;2-4
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landsc. Ecol.* 15 (6), 579–591.
- Van Oost, K., Van Rompaey, A., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use Manag.* 18, 386–394. doi:10.1079/SUM2002150
- Van Rompaey, A.J.J., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J., 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surf Proc L.* 26, 1221–1236. doi:10.1002/esp.275
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Broeckx, J., Nyssen, J., 2014. Sediment yield in Africa. *Earth-Science Rev.* 136, 350–368. doi:10.1016/j.earscirev.2014.06.004
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., de Vente, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130, 142–161. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- VanSickle, J., Beschta, R.L., 1983. Supply-based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resour. Res.* 19, 768–778. doi:10.1029/WR019i003p00768
- 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.* doi:10.1191/030913300760564643
- Verstraeten, G., Poesen, J., 1999. The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention pond sedimentation in central Belgium. *Geomorphology* 29, 275–292. doi:10.1016/S0169-555X(99)00020-3
- Verstraeten, G., Poesen, J., 1998. Flooding of properties and sedimentation in retention ponds in central Belgium. *Model. Soil Erosion, Sediment Transp. Closely Relat. Hydrol. Process.* 187–193. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.025
- Verstraeten, G., Prosser, I.P., Fogarty, P., 2007. Predicting the spatial patterns of hillslope sediment delivery to river channels in the Murrumbidgee catchment, Australia. *J. Hydrol.* 334, 440–454. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.025
- Verstraeten, G., Van Rompaey, a., Poesen, J., Van Oost, K., Govers, G., 2003. Evaluating the impact of watershed management scenarios on changes in sediment delivery to rivers? *Hydrobiologia* 494, 153–158. doi:10.1023/A:1025406129998
- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L.T.H., McInnes, J., Roberts, A.M., 2012. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, 74–88. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.026
- Vilmin, L., Flipo, N., de Fouquet, C., Poulin, M., 2015. Pluri-annual sediment budget in a navigated river system: The Seine River (France). *Sci. Total Environ.* 502, 48–59. doi:10.1016/j.scitotenv.2014.08.110
- Wainwright, J., 2002. The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients. *Water Resour. Res.* doi:10.1029/2000WR000188
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T.G., Lexartza-artza, I., Thornton, S.F., Brazier, R.E., 2011. Linking environmental régimes, space and time : Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* 126, 387–404. doi:10.1016/j.geomorph.2010.07.027
- Walling, D.E., 1983. The sediment delivery problem. *J. Hydrol.* 65, 209–237.
- Walling, D.E., 1977a. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resour. Res.* 13, 531–538. doi:10.1029/WR013i003p00531
- Walling, D.E., 1977b. Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads, with particular reference to British rivers., in: *In: Proc. Symp. on Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters.* pp. 34–48.

- Walling, D.E., Amos, C.M., 1999. Source, storage and mobilisation of fine sediment in a chalk stream system. *Hydrol. Process.* 13, 323–340.
- Walling, D.E., Collins, A.L., 2008. The catchment sediment budget as a management tool. *Environ. Sci. Policy* 11, 136–143. doi:10.1016/j.envsci.2007.10.004
- Walling, D.E., Owens, P.N., Carter, J., Leeks, G.J.L., Lewis, S., Meharg, A.A., Wright, J., 2003. Storage of sediment-associated nutrients and contaminants in river channel and floodplain systems. *Appl. Geochemistry* 18, 195–220.
- Walling, D.E., Webb, B.W., 1988. The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: some further comments, in: *Sediment Budgets (Proceedings of the Porto Alegre Symposium)*. pp. 337–350.
- Walling, D.E., Webb, B.W., 1981. The reliability of suspended sediment load data, in: *Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium)*. pp. 177–194.
- Wang, L., Liu, H., 2006. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* 20, 193–213. doi:10.1080/13658810500433453
- Wasson, J.G., Malavoi, J.-R., Maridet, L., Souchon, Y., Paulin, L., 1995. Ecological impact of river channelization.
- Webb, B.W., Phillips, J.M., Walling, D.E., Littlewood, I.G., Watts, C.D., Leeks, G.J.L., 1997. Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS (R) programme. *Sci. Total Environ.* 9697.
- Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Allen, C.D., 2003. Ecohydrology of a resource- conserving semiarid woodland: Effects of scaling and disturbance. *Ecol. Monogr.* 73, 223–239.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.* 111, 86–106.
- Worrall, F., Howden, N.J.K., Burt, T.P., 2013. Assessment of sample frequency bias and precision in fluvial flux calculations – An improved low bias estimation method. *J. Hydrol.* 503, 101–110. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.08.048
- Yair, A., Kossovsky, A., 2002. Climate and surface properties: hydrological response of small and semi-arid watersheds. *Geomorphology* 42, 43–57.
- Yair, A., Raz-Yassif, N., 2004. Hydrological processes in a small arid catchment: Scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology* 61, 155–169. doi:10.1016/j.geomorph.2003.12.003
- Yang, G., Chen, Z., Yu, F., Wang, Z., Zhao, Y., 2007. Sediment rating parameters and their implications: Yangtze River, China. *Geomorphology* 85, 166–175.
- Yu, B., Rose, C.W., Ciesiolka, C.C.A., Cakurs, U., 2000. The relationship between runoff rate and lag time and the effects of surface treatments at the plot scale. *Hydrol. Sci. J.* 45, 709–726. doi:10.1080/02626660009492372
- Yuan, Y., Bingner, R.L., Locke, M.A., 2009. A review of effectiveness of vegetative buffers on sediment trapping in agricultural areas. *Ecohydrology* 2, 321–336. doi:10.1002/eco
- Zamyadi, A., Gallichand, J., Duchemin, M., 2007. Comparison of methods for estimating sediment and nitrogen loads from a small agricultural watershed. *Can. Biosyst. Eng.* 49, 27–36.
- Zhang, W., Wei, X., Zheng, J., Zhu, Y., Zhang, Y., 2012. Estimating suspended sediment loads in the Pearl River Delta region using sediment rating curves. *Cont. Shelf Res.* 38, 35–46. doi:10.1016/j.csr.2012.02.017

Liste des figures

Figure 1 : Carte de densité de population des communes de la zone d'étude, les départements concernés et les principales préfectures et sous-préfectures.....	17
Figure 2 : Carte topographique du territoire d'étude et coupe topographique Sud-Sud-Ouest / Nord-Nord-Ouest.....	18
Figure 3 : Classification des formes du paysage du territoire d'étude d'après la méthode proposée par Jasiewicz and Stepinski, 2013.	19
Figure 4 : Carte des bassins versants des rivières littorales de la Manche, des bassins versants des affluents intra-estuariens de Seine et du réseau hydrographique associé.....	21
Figure 5 : Coupe schématique régionale de la répartition des formations superficielles sur substrat crayeux dans l'Ouest du bassin de Paris (Laignel et al., 2004; Quesnel et al., 1996) modifiée par Chédeville et al., 2014.	22
Figure 6 : Carte géologique simplifiée au 1/50000 ^{ème} de l'Ouest du Bassin de Paris.	23
Figure 7 : Lithologie du substratum crayeux de l'Ouest du Bassin de Paris (Laignel, 2003).....	24
Figure 8 : Carte pédologique au 1/1000000 ^{ème} de la zone d'étude (Source : INRA).	27
Figure 9 : Carte de l'occupation des sols selon la nomenclature Corine Land Cover 2006.	28
Figure 10 : Pourcentage de la surface agricole utilisée en Seine Maritime par les différentes cultures selon le Recensement Général Agricole de 2010.	29
Figure 11 : Aléa annuel d'érosion des sols en France métropolitaine, intégré par petites régions agricoles (Source : Gis Sol-Inra-SOeS, 2011).	30
Figure 12 : Schéma du système karstique régional avec (1) le karst d'introduction, (2) le karst de restitution, et (3) le système karstique avec jonction (Chédeville, 2015).	31
Figure 13 : Carte piézométrique du territoire d'étude et coupe piézométrique superposée à la coupe topographique Sud-Sud-Ouest / Nord-Nord-Ouest.	33
Figure 14 : Carte de répartition des bétouilles inventoriées par le BRGM.....	34
Figure 15 : Densité de bétouille par type de forme du paysage sur l'ensemble du territoire d'étude.....	35
Figure 16 : Carte des précipitations moyennes annuelles calculées entre 1998 et 2010 et variabilité pluriannuelle.....	36
Figure 17 : Carte de localisation des stations du Réseau National de Bassin, mesurant les concentrations en MES avec un pas temps mensuel, implantées sur les rivières de la zone d'étude.	44
Figure 18 : Carte de localisation des stations hydrologiques Banque Hydro implantées sur les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris, mesurant le débit à pas de temps journalier.	46
Figure 19 : Carte de localisation des stations implantées sur quatre rivières de l'Ouest du Bassin de Paris, mesurant le débit et la concentration en MES à haute-fréquence.	48
Figure 20 : Chroniques hautes-fréquences de débits et de concentrations en MES disponibles pour la station de l'Andelle à Radepont, l'Andelle à Vascoeuil, l'Andelle à Rouvray-Catillon, l'Austreberthe à Duclair, le Dun au Bourg-Dun, et l'Yères à Touffreville-sur-Eu.....	49
Figure 21 : Relation de calibration entre la turbidité et la concentration en MES pour chaque station de mesures hautes-fréquences.	51
Figure 22 : Répartition des couples turbidité – concentration en MES en 10 classes de quantiles.....	53
Figure 23 : Distribution des 1000 pentes de calibration simulées et représentation des 11 relations de tarage considérées (trait blanc).	53
Figure 24 : Cône de tarage intégrant la dispersion de la relation de calibration turbidité – concentrations en MES.	54
Figure 25 : Positionnement d'une valeur de concentration en MES obtenue par prélèvement manuel pour une journée donnée (MES BF) sur l'intervalle journalier à 95% des concentrations en MES mesurée par turbidité (MES HF).	55

Figure 26 : Évaluation des performances d'une méthode par observation du biais médian et de la dispersion des biais (imprécision).....	59
Figure 27 : Carte de localisation des stations sélectionnées pour cette étude, mesurant les débits et les concentrations en MES à basse fréquence et/ou haute fréquence	61
Figure 28 : Synthèse des mesures de débits et de concentrations en MES disponibles pour les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris.	62
Figure 29 : Chroniques de débits journaliers et/ou de concentration en MES mensuelles pour chacune des 20 stations sélectionnées dans cette étude.	63
Figure 30 : Pourcentage du nombre total de mesures de concentrations en MES basses fréquences par classe de débit et en basses eaux / hautes eaux pour chacune des stations (MES BF : concentrations en MES basses-fréquences).	68
Figure 31 : Synthèse par station et synthèse globale de la position des concentrations en MES obtenues par prélèvement manuel (MES BF) par rapport à leur intervalle journalier de concentration en MES obtenues selon une conversion de mesure de turbidité par un cône de tarage (MES HF).	69
Figure 32 : Cône de tarage intégrant la dispersion de la relation de turbidité – concentration en MES de chaque station haute-fréquence.....	70
Figure 33 : Comparaison entre les concentrations en MES basses-fréquences (MES BF) et les concentrations en MES hautes-fréquences des jours correspondants (MES HF).....	72
Figure 34 : Boxplot des rapports entre la concentration en MES moyenne journalière haute-fréquence et la concentration en MES basse fréquence par classe de concentration en MES basse-fréquence (A), par classe de débit (B) et par station hydrologique (C).	73
Figure 35 : Synthèse des performances de chacune des méthodes testées pour l'estimation des flux sédimentaires sur les rivières de l'Ouest du Bassin de Paris ; (A) boxplot des biais calculés entre flux sédimentaires réels et estimés pour l'ensemble des stations, agrégés par méthode, (B) biais médian et (C) imprécision (biais 90% - biais 10%).....	75
Figure 36: Location of studied rivers in the Upper Normandy with two coastal rivers of the English Channel (the Dun River and the Yères River) and two tributaries of the Seine basin (the Andelle River and the Austreberthe River).	84
Figure 37: High-frequency rainfall, discharge and suspended sediment concentrations measurements acquired for the Andelle River (A), the Austreberthe River (B), the Yères River (C), and the Dun River (D).	86
Figure 38: (A) Maximum band of contributing runoff cells C_{peak} located at equal flow length to the catchment outlet D_{peak} ; (B) Distance-area diagram considering only arable lands as sources of runoff and sediments, and distance-area considering topography.....	90
Figure 39: Theoretical relationship between runoff coefficient and spatial scale from plot scale to small catchment scale proposed by Delmas et al., 2012 and completed at large catchment scale with this study ((1) Chaplot and Le Bissonnais, 2000, Leguédou and Le Bissonnais, 2004, (2) Cerdan et al., 2004, (3) Cerdan et al., 2004, (4) Delmas et al., 2012, (5) this study).....	93
Figure 40: (A) Total discharge and runoff dynamic versus time and (B) sediment load dynamic versus time.	94
Figure 41: Boxplots representing for each catchment the range of values of time to runoff peak (A) and time to sediment peak (B) of extracted rainfall-runoff events.....	96
Figure 42: (A) Runoff peak versus runoff volume and (B) sediment peak versus sediment load. For each catchment, a linear adjustment was made in order to compare the magnitude of the sediment and water peaks between catchments.	97
Figure 43: Distance-runoff area and distance-area diagrams for the Andelle catchment (A), the Yères catchment (B), the Austreberthe catchment (C), and the Dun catchment (D).	98
Figure 44: Relationship between the index of hydrological and sediment reactivity (HSR) and the amplitude of observed runoff and sediment load peaks.	101
Figure 45: Location of the study site, the Western Paris Basin composed by the coastal rivers of the English Channel and the tributaries of the Seine downstream Basin. Each number refers to a catchment	

which properties area detailed in Table 1. (*): inset map showing the gauging station of the Andelle River and the Seine River.	110
Figure 46: Schematic representation of (A) the total discharge, the baseflow, and the identified flood events, and (B) the weighting function.	115
Figure 47: Schematic representation of the calculation of the coefficients a and b in the WSRC model. Rating curves $a.Qb$ with b coefficient varying from 0.01 to 10 are considered and converge to the point $Q_{max}; SSC_{max}$. For each rating curve, a linear regression $SSC = c.Q + d$ is performed between minimum estimated SSC and observed Q during low flow $Q_{min}; Q_{mean}$. (A) Rating curve with $b=0.5$. (B) Optimum rating curve with $b=1.46$. (C) Rating curve with $b=5$. (D) c values associated to b values varying from 0.01 to 10. The optimum b coefficient corresponds to the maximum value of the associated c coefficient.	117
Figure 48: (A) Maximum band of contributing runoff cells located at equal flow length to the catchment outlet; (B) Distance-contributing area diagram considering only arable lands as sources of runoff and sediments and distance-area considering all land uses (Landemaine et al., submitted).	120
Figure 49: Observed annual specific sediment yields versus predicted annual specific sediment yields from (A) the SRC model and (B) the WSRC model, for gauged catchments from 2 to 8 years of Q - SSC measurements.	122
Figure 50: Observed annual specific sediment yields versus predicted annual specific sediment yields calculated by cross-validation for the SRC and WSRC model; (A, B) Calibration and validation for the SRC model; (C, D) Calibration and validation for the WSRC model.	123
Figure 51: Coefficient of variation of the a and b parameters, and the SSC_{max} parameter from the calibration per year for the SRC model and the WSRC model.	124
Figure 52: The value of the index of hydro-sedimentary reactivity (HSR) for gauged and ungauged catchments plotted according to the catchment size.	126
Figure 53: The maximum band of arable lands cells located at equal flow distance of the catchment outlet for the Lézarde River (A) and the Scie River (B).	127
Figure 54: (A) Regional relationship for the Western Paris Basis calibrated with the SSC_{max} parameter of the WSRC model and HSR value for gauged catchments (black dots) and applied for ungauged catchments (grey dots); (B) Convergence bias and confidence interval for all gauged catchments. From one to twenty month are considered. For each time period and each gauged river, monthly observed SY and monthly predicted SY are randomly selected 1000 times, giving a median bias and a confidence interval.	128
Figure 55: Specific sediment yield of catchments in the western Paris Basin. Values correspond to mean specific sediment yields calculated over the period 1990-2012.	130
Figure 56: Location of studied rivers in the Upper Normandy with one coastal river of the English Channel (the Yères River) and two tributaries of the Seine downstream basin (the Andelle River and the Austreberthe River).	138
Figure 57: Land cover observed for the Yères catchment, the Andelle catchment, and the Austreberthe catchment.	139
Figure 58: Simulation of crops between 2009 and 2006 according crop sequence rules and backward propagation. Simulated crops (P) are compared to the observed crops (O) at the Seine-Maritime department level.	148
Figure 59: Observed versus predicted values of runoff volumes (A) and sediment loads (B) by the WATERSSED model after calibration for the Yères River, the Austreberthe River, and the Andelle River (NSE: Nash-Sutcliffe efficiency; RMSE: Root Mean Square Error).	154
Figure 60: Scale effect on the runoff coefficients and the specific sediment yields (SSY) of the rainfall/runoff events used for model calibration for the Yères catchment (A, B), the Andelle catchment (C, D), and the Austreberthe catchment (E, F). Envelops represent minimum and maximum value per 1 ha drained area class. The red line represents the median scale effect calculated from all rainfall/runoff events.	155
Figure 61: Mean monthly distribution of rainfall depth, and cumulative rainfall height for the Yères (A), Andelle (C), and Austreberthe (E) catchments. For each month, the rainfall height of each event is classified according the maximum 6-min rainfall intensity class defined by Cerdan et al., (2002b). Mean	

monthly distribution of the catchment area sensitive to runoff generation according the class defined by Cerdan et al., (2001) for the the Yères (B), Andelle (D), and Austreberthe (F) catchments.	157
Figure 62: Inter and intra-annual variability of observed rainfall, runoff, and erosion simulated by the WATERSED model from September 1998 to August 2010 for the Yères, Andelle, and the Austreberthe catchments. Bold figures correspond to the number of annual rainfall events giving a mean runoff depth on the entire catchment greater than 5 mm.	160
Figure 63: Seasonal boxplot of the percentage of the catchment area with runoff, runoff height (total runoff volume divided by the catchment area with runoff), and mean gross erosion (total gross erosion divided by the catchment area with runoff) for the three studied catchments.	162
Figure 64: Event median scale effect on runoff coefficients and erosion rates per season and per catchment from all simulated events by the WATERSED model from 1998 to 2010. The dotted line marks the emergence of a perennial stream network.	164
Figure 65: Percentage of annual runoff volume and sediment load exported in relation with the number of rainfall/runoff events per year for each of the three studied catchments.	165
Figure 66: Annual scale effect on runoff coefficients and sediment delivery ratios for the three studied catchments. The dotted line marks the emergence of a perennial stream network.	167
Figure 67: Observed versus predicted annual runoff amount on the period 1998-2010 for the three studied catchments.	168
Figure 68: Distribution of the total soil erosion and deposition values within the three studied catchments. Values were obtained by aggregating values per cell and for all events simulated from September 1998 to August 2010.	170
Figure 69: Occupation des sols du bassin versant de l'Austreberthe et localisation des aménagements d'hydraulique douce implantés sur le bassin entre 1998 et 2010.	180
Figure 70: Nombre et type d'aménagements installés par année entre 1998 et 2010 sur le bassin de l'Austreberthe. Le nombre d'aménagements pour l'année 1998 correspond au nombre total d'aménagements installés jusqu'en 1998. Le nombre d'aménagements cumulés ainsi que le volume potentiel de stockage cumulé des retenues est également présenté.	181
Figure 71: Évolution interannuelle à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe avec et sans aménagements de la lame d'eau annuelle ruisselée (A) et du taux d'érosion annuel (B) ; Évolution de la réduction du ruissellement (C) et de l'érosion (D) provoquée par l'ajout d'aménagements entre 1999 et 2010. Le trait avec des points représente le nombre d'aménagements annuel cumulé.	189
Figure 72 : Rapport entre le volume d'eau annuel intercepté par les aménagements et le volume d'eau excédentaire annuel ; Rapport entre la masse de terre annuelle interceptée par les aménagements et l'érosion brute annuelle ; Nombre d'aménagements et volume potentiel de stockage annuel cumulé.	190
Figure 73 : Cumul de la lame d'eau annuelle ruisselée (A) et du taux d'érosion annuel (B) entre 1999 et 2010 à l'exutoire du bassin de l'Austreberthe.	191
Figure 74 : Contribution des différents types d'aménagements dans les volumes de ruissellement annuels interceptés (A) et des masses de terres annuelles piégées (B) entre 1999 et 2010.	191
Figure 75 : Volumes d'eau stockés ou infiltrés (A) et masses de terre déposées (B) pour chacun des différents types d'aménagements et sur l'ensemble des évènements de pluies simulés entre 1999 et 2010.	192
Figure 76 : Aire drainée de chacun des différents types d'aménagements (A) ; Pourcentage du nombre total d'évènements où les différents types d'aménagements sont entrés en fonctionnement, mais avec une propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage pour les évènements de pluies simulés entre 2006 et 2010.	195
Figure 77 : Ratio entre le volume d'eau ruisselé en entrée et en sortie d'aménagement (A) et ratio entre le flux sédimentaire en entrée et en sortie d'aménagement (B) pour chacun des différents types d'aménagements entrés en fonctionnement durant les pluies simulées entre 2006 et 2010, mais en considérant seulement ceux avec une propagation du ruissellement en sortie d'ouvrage.	195
Figure 78 : Nombre total d'aménagements en fonctionnement (A) et volume de stockage potentiel activé (B) en fonction de la hauteur de la lame d'eau ruisselante sur le bassin de l'Austreberthe pour les évènements de pluies simulés entre 2006 et 2010.	197

Figure 79 : Nombre de barrages (A), de bassins (B), de haies (C) et de fascines (F) activés en fonction de la hauteur de la lame d'eau ruisselante sur le bassin de l'Austreberthe pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.....	198
Figure 80 : Volume d'eau infiltré ou intercepté (A) et masse de sédiments déposée (B) au droit de l'ensemble des aménagements en fonctionnement pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.....	199
Figure 81 : Réduction globale du volume d'eau ruisselé (A) et du flux sédimentaire en sortie des aménagements (B) en fonction du nombre d'aménagements en fonctionnement pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.....	200
Figure 82 : Réduction du volume d'eau ruisselé (A) et du flux sédimentaire (B) en sortie des aménagements et à l'exutoire du bassin versant de l'Austreberthe pour les événements de pluies simulés entre 2006 et 2010.....	200
Figure 83 : Volume total de ruissellement intercepté et en sortie des aménagements (A) ; Masse de terre totale piégée et en sortie des aménagements (B) ; La droite en pointillé signifie que la quantité piégée est identique à la quantité en sortie d'ouvrage.....	202
Figure 84 : (A) Exemples de relations négatives entre l'aire drainée et le taux d'érosion pour les principaux bassins versants fluviaux européens (Vanmaercke et al., 2011) (B) Exemples de relations positives ou constantes pour différents bassins versants fluviaux répartis à travers le globe (De Vente et al., 2007)..	208
Figure 85 : Schéma conceptuel du rôle et de l'expression des différents forçages dans la variabilité spatiale et temporelle de la relation entre l'aire drainée et le taux d'érosion, pour les bassins versants fluviaux agricoles de plaine en contexte climatique tempéré.....	209

Liste des tableaux

Tableau 1 : Liste des méthodes d'interpolation appliquées dans cette étude ; la signification des sigles est détaillée dans le tableau 5.....	56
Tableau 2 : Liste des méthodes d'extrapolation appliquées dans cette étude ; la signification des sigles est détaillée dans le tableau 3.....	57
Tableau 3 : Liste des sigles des différentes méthodes décrites dans la Tableau 1 et la Tableau 2.....	58
Table 4 : Periods of high-frequency measurements for the Andelle River, the Austreberthe River, the Yères River, and the Dun River.....	85
Table 5 : Hydrological and sedimentary parameters calculated for each identified rainfall-runoff event. ...	88
Table 6 : Distribution of the total rainfall amount on the measurements periods (overland flow, groundwater and/or subsurface flow, infiltrated and/or evapo-transpirated), runoff coefficient, and specific sediment yields (SSY).....	92
Table 7 : Summary statistics computed for each catchment on the extracted rainfall-runoff events.	95
Table 8 : The index of hydrological and sediment reactivity (HSR) decomposed according to different components characterizing the runoff and sediment continuum. <i>A</i> : catchment area, <i>Cpeak</i> : maximum band of runoff cells, <i>S</i> : slope of the main water course, <i>Dpeak</i> : distance from <i>Cpeak</i> to the catchment outlet, <i>Ctrap</i> : weighted percentage of grasslands and forests, <i>HSR</i> : index of hydro-sedimentary reactivity.	100
Table 9 : Morphological, land cover and hydrological characteristics of the catchments in the Western Paris basin: drainage area <i>A</i> , slope of the main water course <i>S</i> , percentage of arable lands <i>Ara</i> , percentage of grasslands and forests <i>Grass</i> , mean discharge <i>Qmean</i> , maximum discharge <i>Qmax</i> , and baseflow index <i>BFI</i>	111
Table 10 : Rivers, station locations, drainage areas and measurement periods of discharges (Q) and suspended sediment concentrations (SSC) for the studied rivers.....	112
Table 11 : The mathematical expression of the weighted sediment rating curve (WSRC) and the sediment rating curve (SRC).	113
Table 12 : Example of crop probabilities before for the three-year crop sequence beginning with winter crop. <i>W</i> : Winter crop; <i>ES</i> : Early spring crop; <i>LS</i> : Late spring crop; <i>G</i> : Grassland; <i>PC</i> : Permanent crop; <i>BS</i> : Bare soil.....	147
Table 13 : Description of the discharge and suspended sediment concentration monitoring for the three studied catchments.....	150
Table 14 : Characteristics of rainfall events used for the WATERSED model calibration.....	151
Table 15 : Sensitivity of runoff and erosion parameters of the WATERSED model for the three studied catchments.....	153
Table 16 : Mean seasonal contributions on total runoff volumes and sediment loads simulated by the WATERSED model on the period 1998-2010 at the outlet of the Yères, Andelle, and Austreberthe catchments.....	161
Table 17 : Valeurs des paramètres utilisés pour l'ensemble des 1170 simulations de l'érosion et du ruissellement sur le bassin de l'Austreberthe.....	185

