



HAL
open science

Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain

Anne-Julia Rollet

► **To cite this version:**

Anne-Julia Rollet. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage: le cas de la basse vallée de l'Ain. Géomorphologie. Université Jean Moulin - Lyon III, 2007. Français. NNT: . tel-00221368

HAL Id: tel-00221368

<https://theses.hal.science/tel-00221368>

Submitted on 28 Jan 2008

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.

Étude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain

Thèse présentée par

Anne-Julia Rollet

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Jean Moulin Lyon 3

Discipline : Lettres

Spécialité : Géographie et Aménagement

Jury :

Jean-Paul Bravard
jury

Jacques Comby

François Petit

Hervé Piégay

Mireille Provansal

André Roy

Professeur des Universités, Université Lyon 2

Professeur des Universités, Université Lyon 3

Professeur de Géographie, Université de Liège

Directeur de Recherche, CNRS UMR 5600

Professeure des Universités, Université Aix-Marseille I

Professeur de Géographie, Université de Montréal

Président du

Rapporteur

Directeur

Rapporteur

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement mon directeur de thèse, Hervé Piégay, pour m'avoir convaincue de me lancer dans cette belle aventure et pour m'avoir tant soutenue. Je le remercie également pour la formation qu'il m'a permis d'acquérir et les si nombreuses rencontres, tant en France qu'à l'étranger, qu'il m'a permis de faire.

Je remercie également les professeurs T. Hoey (université de Glasgow), M. Rinaldi (université de Florence), S. Rice (université de Loughborough), A. Roy (université de Montréal) et M.G. Kondolf (université de Berkeley) pour leur disponibilité et les échanges que nous avons eus. Merci également à Anne Honerger, Norbert Landon et Laurent schmidt. Merci à J. Comby pour m'avoir permis l'accès aux données météoFrance et au Cemagref de Lyon (B. Chastan, A. Paquier et J. Lecoz) pour les échanges de données et de réflexions.

Je tiens également à remercier le personnel du SIVU de la basse vallée de l'Ain et du CREN, et plus particulièrement Catherine Petit et Elisabeth Favre, pour leur confiance et leur collaboration.

Je remercie les universités Lyon 3 et Aix-Marseille I ainsi que M. Paul Arnould, directeur de l'UMR 5600, pour m'avoir permis de réaliser ce travail dans d'aussi bonnes conditions matérielles.

La réalisation de ce travail a nécessité la mesure de plus de 20 600 galets, l'extraction et la pesée de 3 000 kg de sédiments, le perçage de 550 galets, la peinture et introduction de 2 000 galets, la digitalisation de 3 875 galets sur photographies, l'insertion de 35 chaînes d'érosion... Ainsi, si la thèse est souvent présentée comme un exercice solitaire, je n'aurais cependant jamais pu l'achever sans le soutien amical (et physique sur le terrain pour certains) de nombreuses personnes.

Un énorme merci tout d'abord, aux membres de mon laboratoire de recherche (UMR 5600), en commençant par Marie-Christine Michel (merci grand Tata) qui a su me sortir de nombreux pièges administratifs et qui est toujours attentive au bien-être (et à la sécurité !) de « ses » doctorants. Merci également à André Buisson pour ses relectures attentives et son humour décapant. Merci à tous ceux qui ont égayé mes si longues journées au laboratoire, par ces si agréables pauses (dans l'ordre) thés, café, repas, thés, twix...agrémentées de discussions plus que passionnantes. Je remercie ainsi Julien Levrat, Benoît Boutefeu, Clément Dodane, Corina Calugaru, Marylise Cottet (merci pour ta bonne humeur permanente, tes encouragements, et tes relectures), Sarah, Priscilla, Kristell Michel (merci pour m'avoir tenu compagnie si tard le soir, au laboratoire comme à l'extérieur...), Adrien Alber (merci pour les relectures), Loïc Grosprêtre (mais si ! les PITs ça marche !), Elise Wiederkehr (pour sa gentillesse légendaire), Bruce MacVicar (merci pour m'avoir fait une place dans ton bureau et tes conseils linguistiques), Marie-Laure Trémélo (merci pour la relecture, les leçons sur comment faire un bon café et les nombreux conseils sous Illustrator), Monika Michalkova (merci pour les desserts slovaques), Magalie Rival, Vincent l'ardêchois, Vincent Gaertner (merci pour les granulos laser), et Hervé Parmentier. Merci aussi à Didier Soto, Lionel Four et Florent Renard.

Un petit paragraphe spécialement (je te l'avais promis !) pour mon compagnon de galère, celui qui a partagé mon bureau, mes coups de blues et coups de joies pendant près d'un an et demi. Merci donc à toi, Jérôme, digne représentant du Berry, pour tous ces bons moments passés en ta compagnie (vive la tourte à la patate !).

Merci également aux « anciens combattants », Bertand Moulin, Frédéric Liébault (et son cousin !!!) et Simon Dufour pour leur soutien et leurs conseils avisés.

Merci aussi à tous mes amis, qu'ils soient venus sur le terrain ou qu'ils m'aient permis de m'évader le temps d'une soirée : Anne, Laurent (alias Boubou) et Claire (fervents défenseurs des cours d'eau du bassin RMC), Stéphane et Anaïs, Joséphine, Doudou (bientôt ton tour, courage !), Marc, Clairette, Alex, Manue (qui a franchi héroïquement le fossé séparant la philosophie et les techniques d'échantillonnage granulométrique), Bod et Stéphanie, et tant d'autres....Je remercie également « Fagia » pour le survol mémorable qu'il m'a offert au-dessus de l'Ain.

Cette thèse a également été pour moi l'occasion de très belles rencontres à l'étranger que j'espère pouvoir entretenir le plus longtemps possible. Une pensée ainsi pour Jules Toon (et Oliv !), la plus française des anglaises, pour David Graham (le roi du galet), pour Rob Dunford (et sa maman pour le Christmas pudding!), Niel Lassette (et Monika) que j'espère retrouver prochainement sur la côte EST ; et Cristina Simoncini.

Rien n'aurait été possible, bien sûr, sans ma famille, mes parents, qui m'ont soutenu matériellement et m'ont toujours encouragé (même s'ils n'ont pas toujours compris ce que je faisais !), Alain et Véronique (et leurs enfants), mon frère et ma sœur (mention spéciale pour les textos de fin de thèse !), Maudette et mes neveux et nièces (JB, Gaëllou, Pierrot, Fixou, ma clairette et Dado) ainsi que la famille de Simon qui m'ont permis des pauses salutaires et de me rappeler qu'il existe autres choses plus importantes dans la vie qu'une thèse ! Une pensée également pour mes grands-parents, et particulièrement mes grands-mères, qui n'ont pas pu voir l'aboutissement de ce travail mais grâce à qui l'Ain est bien plus pour moi qu'un simple terrain de recherche.

Enfin, les mots me manquent (et c'est la première fois, profites !) et la liste serait de toute façon beaucoup trop longue, pour arriver à dire tout ce que je te dois, Simon...une seule chose : le meilleur reste (enfin !) à venir...

Ma dernière pensée revient au monsieur anonyme qui s'est arrêté pour m'aider à extraire ma voiture des graviers de la carrière de Saint Maurice-de-Gourdans, à qui je serai éternellement reconnaissante !

SOMMAIRE

Résumé / Abstract p. 7

Chapitre 1 : Contexte scientifique et objet d'étude p. 9

Chapitre 2 : Étude des changements fluviaux contemporains dans la basse vallée de l'Ain p. 47

Partie 1 : Évolution générale de la bande active de l'Ain depuis la fin du 19e siècle p. 51

Partie 2 : Ajustements morphologiques liés aux barrages p. 87

Chapitre 3 : Étude de la dynamique sédimentaire de la basse vallée de l'Ain (1980-2000) p. 139

Partie 1. Approche morphologique du budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain p. 149

Partie 2. Détermination du transport solide in situ p. 175

Partie 3 : Estimation de la capacité de transport par tronçon morphologiquement homogène p. 203

Chapitre 4 : Gestion de la charge de fond à l'aval d'un barrage : principes généraux et application à la basse vallée de l'Ain p. 227

Partie 1 : Actions envisageables pour la gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon à l'aval d'un barrage p. 235

Partie 2 : gestion de la charge de fond dans la basse vallée de l'Ain p. 253

Conclusion générale p. 271

Références bibliographiques p. 281

Liste des figures p. 293

Liste des tableaux p. 297

Liste des photographies p. 299

Table des matières p. 301

RESUME

L'évaluation des effets des barrages sur les cours d'eau est rendue difficile par l'absence d'observations adéquates et par la variabilité naturelle des chenaux. Si ces effets sont largement connus et décrits qualitativement, la collecte de données quantitatives et la réalisation de modèles prédictifs d'évolution restent des points délicats à traiter en raison de la complexité des processus (chapitre 1). De plus, nous savons aujourd'hui limiter les effets directement liés aux régulations des débits liquides mais des actions limitant ou palliant le déficit de charge solide restent encore à définir. De nombreuses opérations de restauration de la charge de fond ont déjà été entreprises en Californie, ou sur le Rhin, mais la plupart consistent en la réintroduction de sédiments exogènes dont le transport sur le site déficitaire est extrêmement coûteux. La basse vallée de l'Ain représente un site d'étude idéal pour aborder cette thématique de recherche. Cette rivière comporte, en effet, un corridor relativement naturel et n'a pas été le centre d'importantes activités (extractions de granulats en lit mineur) ou d'aménagements importants (endiguement généralisé, calibration pour la navigation), hormis la construction de nombreux ouvrages hydroélectriques.

Dans un premier temps, nous avons identifié les effets de la chaîne de barrages sur la morphologie de l'Ain dont les variables de contrôle ont été profondément modifiées depuis la fin du 19^e siècle (chapitre 2). Pour cela, nous avons tout d'abord analysé finement la trajectoire contemporaine du cours d'eau en nous focalisant sur deux paramètres d'ajustement (la largeur et le profil en long). Ceci nous a permis, ensuite, de distinguer, au sein de cette trajectoire, les effets des barrages sur les variables de contrôle (charge de fond depuis 1931 et débit depuis 1968) et sur les ajustements morphologiques qui ont pu en découler. L'amplitude des modifications des variables de contrôle imputables aux barrages, ainsi que l'extension spatiale actuelle des ajustements fluviaux en lien avec ces modifications, ont été ensuite déterminées à partir des jeux de données disponibles (photographies aériennes) et de mesures collectées sur le terrain (granulométrie).

Dans un second temps, nous avons cherché à approfondir nos connaissances relatives à la dynamique sédimentaire de l'Ain (détermination des entrées sédimentaires, des dépôts, des capacités du cours d'eau à évacuer la charge disponible, quantification des excédents énergétiques du cours d'eau) pour définir l'amplitude actuelle du déficit sédimentaire du cours d'eau, mais également pour déterminer les évolutions à venir et les préconisations de gestion à envisager (chapitre 3). Trois approches ont été utilisées et adaptées pour aborder cet aspect : la construction d'un budget sédimentaire par tronçons homogènes, des mesures directes de transport solide, et la détermination de la capacité de transport à l'aide de formules hydrauliques. Ces trois techniques ont permis d'effectuer une validation croisée des résultats obtenus, qui montrent la nécessité de mettre en place rapidement des mesures de gestion pour augmenter les introductions de charge sédimentaire en amont du système. Il semble ainsi que le chenal ne soit plus en mesure d'assurer seul sa recharge en sédiment et qu'aucune entrée sédimentaire conséquente ne soit susceptible d'enrayer la progression du déficit évalué à 10-15 000 m³.an⁻¹.

Ces résultats ont ainsi servi de base pour la définition d'un plan de gestion durable de la dynamique sédimentaire de l'Ain (chapitre 4) qui présente un double objectif, à la fois préventif (préservation des secteurs à méandres mobiles) et curatif (réhabilitation de la dynamique latérale des secteurs déjà déficitaires). Après avoir présenté l'ensemble des actions potentiellement envisageables sur des tronçons à l'aval de barrages, nous avons sélectionné les mesures les plus adaptées techniquement et économiquement à notre contexte. Nous présentons enfin les premières opérations de recharge artificielle qui ont été réalisées à la suite de ces préconisations.

ABSTRACT

Our ability to evaluate the impacts of dams on river channels is limited by a lack of adequate field observations and natural variability between river systems. Although understood in a qualitative sense, quantitative data has been difficult to collect and the complexity of the problem has meant that the application of predictive models of channel evolution remains a delicate process (Chapter 1). In addition, while we can now anticipate and alleviate the adverse effects associated with flood regulation, there are few defined options for the reduction or elimination of the sedimentary deficit downstream of dams. A number of restoration plans that address the issue of sediment supply have been put into place in California and on the Rhine River, but they have used non-native sediments for which the associated costs have been high. The Ain river valley represents an ideal site for the continued study of this problem: the floodplain and river corridor are relatively intact, having been spared problems associated with large gravel extraction operations, widescale construction of dykes or dredging of the channel for navigation purposes, and a series of hydroelectric dams have been constructed.

As a first step, we identified the impacts that the dams and other anthropomorphic changes have had on both the control variables and the morphology of the Ain River (Chapter 2). We focused on two morphological variables, the channel width and the longitudinal profile, in order to determine the current trajectory of river adjustments. From this we were able to distinguish the perturbation to morphology that has resulted from dam-related modification to sediment continuity beginning in 1931 and flood regulation since 1968. The magnitude of modifications to the control variables and the spatial extent of the morphological adjustments were determined from available data, including aerial photographs, and field characterizations of the sedimentology.

As a second step, we tried to understand a number of relevant processes, including sedimentary inputs to the system, sites of deposition, the transport capacity of the river and the quantification of excess shear stress, in order to not only quantify the current sedimentary deficit, but to also give some estimates of future adjustments and identify suitable management strategies (Chapter 3). Three approaches were utilized: the determination of a sedimentary budget for a series of homogenous reaches, direct measurement of sediment transport, and the calculation of transport capacity from available hydraulic relations. These three techniques allowed a cross-validation of the results, which showed the need to immediately address the sediment deficit in the upstream reaches of the system. It appears that the channel is no longer able to ensure its own sedimentary recharge and that there is no sedimentary input that is capable of checking the downstream progression of a sedimentary deficit of $10\text{-}15\ 000\ \text{m}^3\cdot\text{year}^{-1}$.

These results were used as a basis to outline a sustainable management plan for the sedimentary dynamics of the Ain River (Chapter 4). The objectives of this management plan are both preventative, in that they seek to preserve actively meandering reaches, and curative, in that they suggest ways to restore lateral dynamics in reaches that have already been impacted by the sedimentary deficit. After presenting the full range of possible actions for the reaches downstream of the dams, we selected the actions that were the most technically and economically suited to our context. Finally, we present preliminary results from sediment recharge operations that were carried out following the identification of suitable management strategies.

Contexte scientifique et objet d'étude

A/ Cadre thématique

1. Le système fluvial
2. L'incidence des barrages sur le système fluvial
3. Contexte et problématique de recherche

B/ Cadre géographique

C/ Cadre méthodologique : démarche et outils d'analyses

1. Échelles d'étude
2. Sources et outils de traitement de l'information

A/ Cadre thématique

1. Le système fluvial

1.1. Définition

L'approche systémique d'un cours d'eau et de ses espaces fonctionnels s'appuie sur deux concepts complémentaires (fig. 1.1) : le système fluvial, qui formalise les interrelations entre le cours d'eau et son bassin versant (Schumm, 1977) et l'hydrosystème fluvial, centré sur les échanges de matières et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale (Amoros et Petts, 1993).

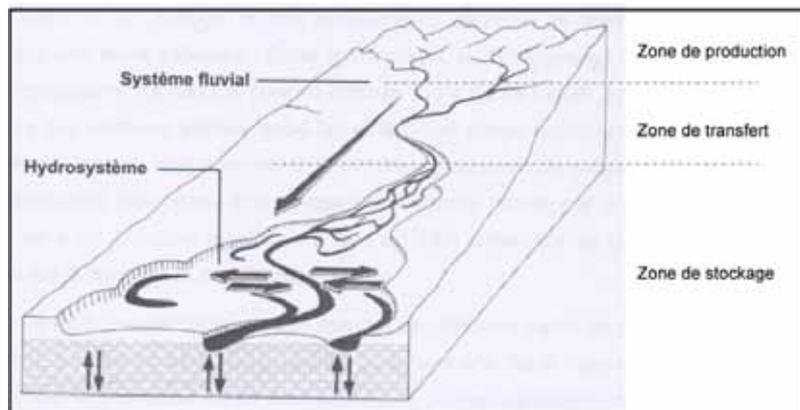


Figure 1.1 - Emboîtement schématisé de l'hydrosystème dans le système fluvial (d'après Amoros et Petts, 1993)

Le système fluvial est un concept géomorphologique centré sur l'organisation spatiale des transferts des sédiments. Il repose essentiellement sur la dimension longitudinale des échanges au sein d'un bassin versant et propose un découpage de ce dernier en trois secteurs :

- **la zone de production**, constituée par l'ensemble des versants et des têtes de bassin qui ont pour fonction principale de produire les sédiments qui seront ensuite progressivement évacués par le système fluvial,
- **la zone de transfert**, dont la fonction est d'assurer le transport des sédiments en direction de
- **la zone de stockage**, où dominent les formes d'accumulations sédimentaires.

Ce type de conception met l'accent sur l'atténuation vers l'aval de l'influence des versants sur la dynamique fluviale. Cette atténuation s'explique par la formation progressive d'une plaine alluviale, construite par les apports sédimentaires successifs depuis l'amont.

L'hydrosystème fluvial est un sous-ensemble du système fluvial qui permet une meilleure appréhension des échanges au sein d'un tronçon entre le cours d'eau et son environnement. Il s'agit d'un système à quatre dimensions, transversale, verticale, longitudinale et temporelle. Il est composé de différentes unités hiérarchisées et emboîtées. Les secteurs fonctionnels (tronçons de la plaine alluviale caractérisés par des styles géomorphologiques propres) conditionnent ainsi la dynamique des ensembles fonctionnels (ensembles d'écosystèmes régis par les mêmes processus dynamiques,

comme par exemple la forêt alluviale), qui, eux-mêmes, influencent le fonctionnement des unités fonctionnelles (unités homogènes constituées par des biotopes des peuplements végétaux et animaux spécifiques, comme par exemple une levée sableuse). Ce concept présente l'intérêt de mettre l'accent sur les échanges transversaux entre la plaine alluviale et la bande active des cours d'eau. En effet, la dimension latérale, peu abordée dans le cadre du système fluvial, est essentielle pour l'étude de secteurs mobiles à large plaine alluviale.

1.2. Principes de fonctionnement du système fluvial

Le concept de système fluvial définit un cours d'eau comme un système façonné par deux sortes de flux, dont la dynamique dépend essentiellement des conditions environnementales au sein du bassin versant (climat, géologie, occupation du sol) : les flux liquides (Ql) et les flux solides (Qs). Ces flux constituent **les variables de contrôle** (ou variables externes).

Il est question d'un système à processus-réponses (Schumm, 1969), dans le sens où ces variables définissent l'évolution des **variables dites d'ajustement** (ou variables internes, ou encore degrés de liberté, *degrees of freedom*, selon Hey, 1988) qui décrivent la géométrie du lit : pente, largeur, profondeur, sinuosité du lit. Le système fluvial est ainsi un système ouvert qui présente des capacités d'autorégulation. Des mécanismes de **rétroactions négatives** permettent alors de modérer les effets de facteurs extérieurs, dans le but de maintenir un état **d'équilibre dynamique**, état moyen autour duquel un système fluctue, et au sein duquel un certain degré de stabilité est établi (Knighton, 1984). Ce concept d'équilibre dynamique pose ainsi le principe selon lequel les systèmes fluviaux sont capables de retrouver un état proche de l'état d'origine après une perturbation. Cette capacité d'un système à rétablir des conditions proches de son état initial est qualifiée de **résilience**. Dans certains cas, si les modifications des variables de contrôle sont durables, le nouvel état d'équilibre intervient après une transformation du style fluvial qualifiée alors de **métamorphose** fluviale (Schumm, 1977). Dans tous les cas, le **temps de réponse** d'un système à une perturbation (modification des variables de contrôle) peut être décomposé en 3 temps (Brunsdon, 1980) (fig. 1.2) :

- **le temps de réaction**, période nécessaire à la mise en œuvre de l'ajustement,
- **le temps de relaxation** (ou de récupération), période nécessaire au rétablissement de conditions d'équilibre dynamique, qui est fonction du bon état de connexion entre les différents compartiments du système,
- le temps à partir duquel un nouvel état d'équilibre est amené à persister.

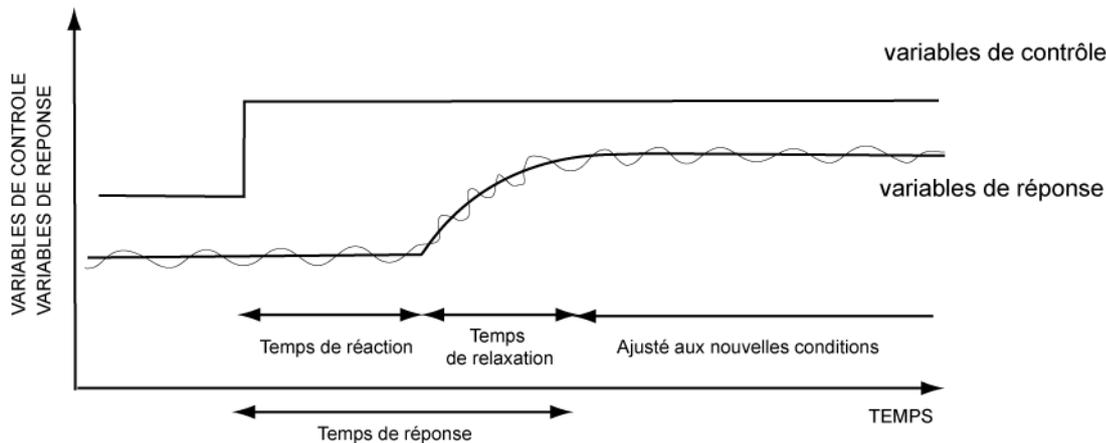


Figure 1.2 - Représentation théorique de la réponse d'un système fluvial à la modification brutale d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1984)

La compréhension complète des changements géomorphologiques dans le temps nécessite également la prise en compte des effets (Gilvear et Bravard, 1993) :

- **de seuils**, qui déterminent l'importance, ou le niveau, des processus géomorphologiques à l'œuvre dans un environnement particulier à la suite de modification de variables externes (seuil extrinsèque) ou internes au système (seuil intrinsèque) et,
- **de la notion de réponse complexe**, d'après laquelle un évènement unique peut déclencher une réaction complexe, du fait de changements des variables externes (ex : climat, niveau de base, couvert végétal) et des ajustements internes entre les composantes caractérisant le bassin versant.

Les tendances des changements morphologiques à la suite de modifications des variables externes peuvent être exposées de la manière suivante (Knighton, 1984) (les signes +, - et = représentent respectivement une augmentation, une diminution et une stabilité de chaque variable) :

$$Ql^+ \text{ et } Qs^+ \Rightarrow w^+, d^{+/-}, (w/d^+), \lambda^+, S^{-/+}, Si^- \quad (1)$$

$$Ql^- \text{ et } Qs^- \Rightarrow w^-, d^{+/-}, (w/d^-), \lambda^-, S^{+/-}, Si^+ \quad (2)$$

$$Ql^+ \text{ et } Qs^- \Rightarrow w^{+/-}, d^+, (w/d^{+/-}), \lambda^{+/-}, S^-, Si^+ \quad (3)$$

$$Ql^- \text{ et } Qs^+ \Rightarrow w^{+/-}, d^-, (w/d^{+/-}), \lambda^{+/-}, S^+, Si^- \quad (4)$$

$$Ql^+ \text{ et } Qs^= \Rightarrow w^+, d^+, (w/d^+), \lambda^+, S^- \quad (5)$$

$$Ql^- \text{ et } Qs^= \Rightarrow w^-, d^-, (w/d^-), \lambda^-, S^+ \quad (6)$$

$$Ql^= \text{ et } Qs^+ \Rightarrow w^+, d^-, (w/d^+), \lambda^+, S^+, Si^- \quad (7)$$

$$Ql^= \text{ et } Qs^- \Rightarrow w^-, d^+, (w/d^-), \lambda^-, S^-, Si^+ \quad (8)$$

*Ql étant le débit liquide,
 Qs le débit solide (charge de fond),
 w la largeur du chenal, d la profondeur du chenal,
 λ la longueur d'onde des méandres,
 S la pente du chenal et,
 Si la sinuosité du chenal.*

Notons que ces relations ne font que suggérer des tendances d'ajustements probables (Knighton, 1984). De plus, dans la mesure où les modifications au sein du bassin versant affectent à la fois les conditions d'écoulement et de production sédimentaire, il est rare que seuls soient modifiés les débits solides ou liquides (équation 5 à 8). Enfin, ces relations omettent à la fois les interventions humaines directes sur la géométrie (ex : extractions, rectifications de méandres) ainsi que la résistance des berges à l'érosion (par exemple liée à la végétation).

Si les modifications des variables de contrôle ont longtemps été dues aux fluctuations climatiques, il semble que l'influence des activités anthropiques sur l'environnement physique ait été croissante depuis plus de 2000 ans, et qu'elle ait été accentuée depuis trois siècles. Parmi ces activités, la construction de barrages constitue un facteur majeur de l'ajustement de nombreux cours d'eau depuis une cinquantaine d'années. En étant susceptibles de modifier de façon complexe les débits liquides et solides d'un cours d'eau, ces infrastructures ont engendré des modifications géomorphologiques et écologiques d'intensité très variable selon les contextes considérés.

2. L'incidence des barrages sur le système fluvial

Les premiers barrages, dont nous retrouvons les traces en amont du Caire, ont été construits il y a 5000 ans (Collier *et al.*, 1996). Ces ouvrages se sont ensuite répandus autour de la Méditerranée sous l'Empire romain (Smith, 1971, cité dans Petts, 1979), puis en Europe de l'Ouest durant le Moyen Age (activation de roues à eau). Toutes les régions du monde ont vu ces aménagements se multiplier depuis 1950 (Beaumont, 1978, cité par Petts et Gurnell, 2005), entraînant un besoin croissant de connaissances relatives à leurs impacts. Le nombre des publications concernant les effets des barrages a en effet augmenté en même temps que le nombre de barrages dans le monde. La Commission internationale des grands barrages estime ainsi que le nombre des infrastructures dont la hauteur dépasse 15 mètres, était de 427 en 1900, puis 5268 en 1950, pour atteindre 39 000 en 1986 (Brandt, 2000a).

Si, dans une première période, de 1950 à 1980, ces grands barrages ont été perçus comme des symboles du développement et des prouesses technologiques, ils ont été ensuite très critiqués. A partir du milieu des années 1970, ils sont en effet perçus comme objets de destruction et sont donc dénigrés (White 1977, cité dans Petts et Gurnell 2005). Jusqu'au milieu des années 1970, les seules informations faisant état des impacts de ces infrastructures émanaient d'ingénieurs. Ces derniers ne considéraient souvent que les problèmes d'incision ou d'exhaussement, en lien avec des questions de sécurité. Les premières descriptions fines des ajustements géomorphologiques et écologiques associés à ce type d'ouvrage remontent au début des années 1980. Les publications de Galay (1983) et surtout de Williams et Wolman (1984) font ainsi autorité dans le domaine.

Depuis 25 ans, les effets des barrages sur l'équilibre dynamique et le fonctionnement des cours d'eau ont été largement étudiés et illustrés (Williams and Wolman, 1984, Brandt, 2000a, 2000b). Ces infrastructures modifient plus ou moins profondément les variables de contrôle (débit liquide et débit

solide) et affectent ainsi les variables d'ajustement en aval (Galay, 1983 ; Williams and Wolman, 1984 ; Collier *et al.* 1996, Assani et Petit, 2004). Petts (1980) classe ainsi les effets à l'aval des barrages en trois degrés d'impact. Les impacts de premier ordre concernent les débits liquides et solides, ceux de deuxième ordre se réfèrent aux changements morphologiques du chenal résultant des impacts de premier ordre, alors que ceux de troisième ordre incluent les effets rétro-actifs des changements morphologiques sur le fonctionnement écologique et *vice - versa*.

Ces effets peuvent affecter le réservoir lui-même (perte d'eau par évaporation, comblement par les sédiments...) ainsi que les cours d'eau en aval. Travaillant sur un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage, nous centrerons notre analyse sur les ajustements intervenant en aval des infrastructures.

2.1. Effets des barrages sur les variables de contrôle

2.1.1. Modification des débits liquides

Les caractéristiques hydrologiques modifiées sont très nombreuses et dépendent de multiples facteurs, souvent liés aux fonctions initiales des ouvrages, aux caractéristiques techniques des aménagements (taille, morphométrie du réservoir...) ou aux modes de gestion des débits retenus (Petts, 1984, cité dans Brandt, 2000a). Les effets combinés de plusieurs seuils de dérivation successifs peuvent ainsi être au moins aussi importants que les seuls effets d'un ouvrage plus grand (Thoms and Walker, 1993). Les cas sont très variables, depuis un barrage qui ne relâche plus d'eau du tout, comme cela peut être le cas d'ouvrages construits pour l'irrigation, jusqu'à d'autres, qui ne modifient que très légèrement les écoulements préexistants, tels que les barrages au fil de l'eau ou ceux dont le réservoir ne dispose pas d'une taille suffisante pour le stockage des débits de crue (Gaeuman D. *et al.*, 2005). Ainsi, dans le cas du barrage au fil de l'eau de Livingston sur la Trinity River (Texas), Phillips *et al.* (2005) ne constatent aucune modification significative des pics de crues annuelles ou des débits moyens annuels. Seule une augmentation des débits d'étiage, phénomène courant à l'aval des barrages, mais atténué ici par une augmentation des précipitations depuis la construction de l'infrastructure, est mise en lumière.

Les barrages sont construits majoritairement pour l'une ou l'autre de ces fonctions : contrôle des inondations, production hydroélectrique, irrigation, alimentation en eau (industrielle ou publique). Même si leurs fonctions diffèrent, ils entraînent en général une perte d'eau dans le chenal, principalement due à l'évaporation des eaux de surface dans les réservoirs ou à l'irrigation (Ibanez *et al.*, 1996 ; Graf, 1999 ; Brandt, 2000a). Cependant, dans des cas d'ouvrages complexes dérivant les écoulements vers d'autres bassins versants, la diminution des débits à l'aval d'un barrage peut s'accompagner de perturbations dans les bassins versants voisins qui voient leur débit augmenter (Sammut et Erskine, 1995). Le débit moyen annuel initial de la Kemano River (Canada) a ainsi été multiplié par 2,4 durant les 10 premières années après son aménagement en 1954, et triplé sur une période de 30 ans (Church, 1995).

a) Les paramètres hydrologiques affectés

Pour déterminer quelles sont les caractéristiques hydrologiques principalement affectées à l'aval des barrages, Magilligan et Nislow (2005) ont utilisé l'IHA (*Indicators of Hydrologic Alteration*) établi par The Nature Conservancy (Richter *et al.*, 1996) à partir de l'étude de différents types de régimes hydrologiques et climatiques, sur l'ensemble des Etats Unis (21 sites). Ce modèle utilise des débits moyens journaliers et calcule 32 indices décrivant le régime hydrologique, groupés en 5 catégories : (i) amplitude, (ii) amplitude et durée des conditions extrêmes annuelles, (iii) périodicité (*Timing*) de ces conditions extrêmes annuelles, (iv) fréquence et durée des pulsations fortes et faibles, (v) taux et fréquences des variations de débits. Tous ces indices peuvent être insensibles aux effets des régulations, mais ils ont été définis pour prendre en compte la plupart des perturbations hydrologiques correspondant à des impacts écologiques potentiels. Ces auteurs ont ainsi démontré que les barrages ont des effets sur l'ensemble de la gamme des caractéristiques hydrologiques mesurées par l'IHA. De même, sur la Snowy River en aval de l'aménagement hydro-électrique de Snowy Mountains (Australie), Erskine *et al.* (1999) ont observé une réduction considérable des débits moyens annuels, mensuels et journaliers, ainsi que les pics de crue, alors que la variabilité des crues a fortement augmenté sur les 352 km de chenal.

Si les caractéristiques hydrologiques modifiées sont nombreuses et variables selon les cas étudiés, les événements extrêmes (étiages et crues) sont les principaux paramètres affectés, à la fois, quantitativement (amplitude) et qualitativement (variabilité temporelle).

Le changement le plus commun concerne **l'amplitude et la fréquence des débits extrêmes**, maximum et minimum. Magilligan et Nislow (2005) ont, par exemple, noté que dans la majorité des cas étudiés, les débits minimum de 1 à 90 jours augmentent significativement après la construction de barrages, alors que les débits maximum de 1 à 7 jours sont considérablement réduits (réduction de 55 % du débit journalier maximum annuel). D'autres auteurs ont également observé ce phénomène (Gregory and Park, 1974 ; Thoms and Walker, 1993 ; Brandt, 2000a). Sherrard et Erskine (1991) constatent ainsi une réduction de 94 % des débits moyens journaliers et des pics de crue instantanés à l'aval du barrage de Mangrove Creek en Australie. Sur la Green River (États-Unis), bien que le débit moyen annuel reste inchangé en aval du barrage de Flaming Gorge, l'amplitude des crues a été fortement réduite (Grams et Schmidt, 2005). De même, sur la Fortun River (Australie), une réduction de l'ordre de 35 % de la fréquence des crues de grande amplitude a été observée après régulation (Fergus, 1997).

Si ces débits extrêmes sont affectés quantitativement, **ils le sont également qualitativement**, particulièrement dans le cas du fonctionnement par éclusées, où les ouvrages électriques s'adaptent à une demande énergétique réglée sur différents pas de temps (Bravard et Petts, 1993).

Magilligan et Nislow (2005) ont constaté une augmentation de la variabilité des hydrogrammes sur l'ensemble du territoire nord-américain, particulièrement significative au niveau des débits moyens journaliers. A l'échelle quotidienne, les besoins hydroélectriques entraînent une première variabilité

entre des débits diurnes importants et des débits nocturnes plus faibles. De plus, des fluctuations plus brutales au niveau des débits diurnes sont fréquemment constatées (Petts, 1984). Dans le cas de la rivière North Tyne, en aval du barrage de Kielder, des variations de hauteurs d'eau supérieures à 0,6 mètres sont ainsi enregistrées au moment des pics de production hydroélectrique (Sear, 1995). L'ampleur de ces fluctuations peut être atténuée par des ouvrages de compensation, comme celui de Seyssel, sur le Haut-Rhône, en aval du barrage de Génissiat, qui commande le fonctionnement d'une chaîne d'éclusées à l'aval (Bravard et Petts, 1993).

A l'échelle annuelle, les grands réservoirs sont susceptibles d'imposer des modalités d'écoulement saisonnier très différentes des modalités naturelles (Bravard et Petts, 1993). Ils reconstituent généralement leurs stocks d'eau durant les saisons pluvieuses pour les utiliser lors des saisons plus sèches. Ce phénomène est essentiellement visible à l'échelle des débits moyens mensuels, les débits printaniers tendant à diminuer alors que les débits automnaux ou hivernaux augmentent (Fergus, 1997 ; Assani *et al.*, 2005 ; Magilligan et Nislow 2005). Dans le cas de la Fortun River, où l'ensemble des débits de crue ont été réduits, les crues d'automne ont été moins affectées que les crues de printemps ou d'été (mai à juillet) (Fergus, 1997).

b) L'influence du type d'infrastructure

Si les perturbations des écoulements engendrées par les barrages sont aujourd'hui relativement bien connues, il demeure délicat d'établir un lien entre leur intensité et le type d'infrastructure à l'origine de ces modifications. Cette relation est en effet masquée par d'autres paramètres (différences de climats ou de gestion des opérations) qui interdisent toute forme de généralisation (Magilligan et Nislow, 2005). Ces auteurs ont cependant dégagé trois règles principales en fonction du paramètre hydrologique considéré :

- **la réduction des pics de crue**, l'impact le plus courant, est indépendante des types de barrage ou des régions hydrologiques considérées. L'amplitude des crues après régulation semble principalement liée aux conditions de remplissage du réservoir précédent les crues. Si l'évènement se produit lorsque les réservoirs sont pleins, elles ne seront que faiblement écrêtées. Cette situation est par exemple rencontrée sur la Fortun River (Norvège) lors de crues automnales (Fergus, 1997) ;
- **l'augmentation de la variabilité temporelle des débits** tend en revanche plutôt à se produire dans les régions hydro-climatiques caractérisées par une seule saison de forte hydraulité (fonte des neiges par exemple), ponctuée alors de périodes de stockage et de lâchers dans le cadre de production hydroélectrique ou du contrôle des crues ;
- les **modifications des débits mensuels** semblent être plus dépendantes des types de barrage que les autres paramètres. Pour les petits barrages, dont l'objectif principal est le contrôle des inondations (ex : Crooked Creek en Pennsylvanie), les régimes d'écoulement diffèrent peu avant et après les régulations. En revanche, les ouvrages ayant pour fonction unique (ou principale) la production hydroélectrique affectent visiblement les débits mensuels sur une grande partie de l'année. Ainsi, dans le cas de la Trinity River (Californie), aménagée

pour l'irrigation et la production hydroélectrique, seul le débit mensuel d'octobre semble peu modifié (Magilligan et Nislow, 2005).

2.1.2. Modification des débits solides

Dans la majorité des cas, la tête du bassin versant fournit plus de 75 % de la charge de fond des cours d'eau (Church, 2002). Les barrages, lorsqu'ils ne sont pas équipés de rampes à sédiments, interrompent partiellement (Phillips *et al.*, 2005) ou, dans la plupart des cas, totalement le transfert de cette charge vers l'aval (Sherrard et Reskine, 1991 ; Ibanez *et al.*, 1996 ; Vericat et Batalla, 2006) et coupent les connexions entre les cours aval et leur bassin versant. A l'échelle mondiale, plus de 50 % des flux sédimentaires des bassins régulés sont piégés par des barrages (Vörösmarty *et al.*, 2003).

La plupart des gros ouvrages piègent plus de 99 % de la charge totale (Ibanez *et al.*, 1996) alors que les plus petites infrastructures présentent de plus faibles valeurs (Williams and Wolman, 1984). L'effet cumulé des millions de petites retenues artificielles, ainsi que des dizaines de milliers de grands barrages installés sur les petits et grands cours d'eau, a profondément modifié le paysage hydrologique des Etats-Unis ainsi que les conditions de transport de sédiments (Renwick *et al.*, 2005). Cette altération n'a fait que s'accroître sur la période 1950-2000 (Graf, 1999). Ainsi, les réservoirs ont continué à piéger les sédiments, bien que certains aient vu leur capacité de stockage se réduire par sédimentation (Batten et Hindall, 1980, cité dans Renwick *et al.*, 2005).

Vericat et Batalla (2006) ont constaté que le transport solide total dans la basse vallée de l'Ebre (dont 40 % de charge de fond) ne représente plus que 3 % de sa valeur du début du 20^e siècle ; 90 % des sédiments fins et 100 % des sédiments grossiers sont piégés dans les barrages de Mequinzena et Riba-Roja, les sédiments actuellement transportés ne provenant que de l'incision du lit et des érosions des berges.

2.2. Les effets morphologiques des barrages

2.2.1. Les différents types d'ajustements

a) Généralités

La grande variabilité des réponses morphologique reflète la complexité des interactions entre le degré d'altération des régimes de crue, de la fréquence des crues capables de transporter les sédiments et de la quantité de sédiments entrant dans le chenal par rapport aux volumes piégés dans les réservoirs (Petts, 1979 ; Williams et Wolman, 1984 ; Gaeuman *et al.*, 2005 ; Kondolf et Larson, 1995 ; Collier *et al.*, 1996 ; Kondolf, 1997 ; Friedman *et al.*, 1998 ; Brandt 2000a ; Phillips *et al.*, 2005).

Les ajustements géomorphologiques peuvent aussi concerner différentes parties du système fluvial, telles que les affluents (Kellerhals et Gill, 1973 ; Brandt, 2000a), qui vont eux-mêmes répondre sur différents lapses de temps et à différents degrés (Xu, 1990 ; Graf, 1999). De même, les deltas aux embouchures des fleuves aménagés peuvent connaître de sévères érosions du fait de la rétention des sédiments en amont des réservoirs (Batalla, 2003).

A la fin des années 1970, un premier modèle, fondé sur quatre scénarios, élaboré à partir du schéma conceptuel de Schumm (1969), présente les différents états ajustés du chenal résultant de différentes combinaisons de modifications des débits liquides et solides (fig. 1.3) (Petts et Gurnell, 2005).

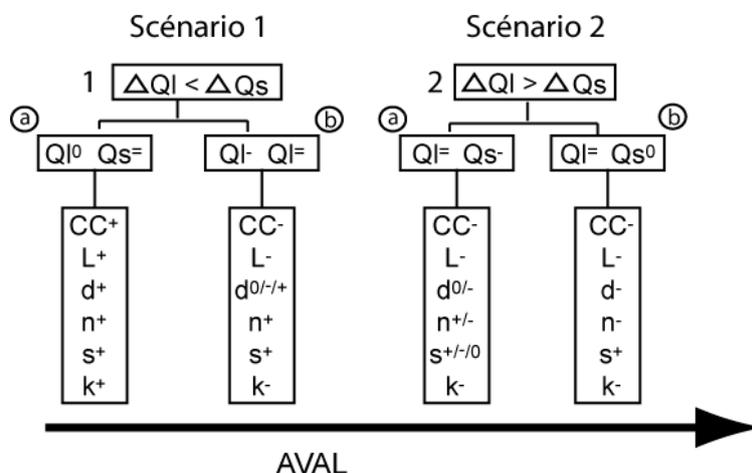


Figure 1.3 - Style d'ajustement du chenal à l'aval d'un barrage en réponse aux modifications relatives des écoulements (Ql) et des entrées de sédiments (Qs), lorsque la métamorphose fluviale est dominée par une réduction de la charge solide, scénario 1, et une réduction des débits, scénario 2. Les conditions extrêmes sont représentées dans les cas 1a et 2b et l'ensemble des configurations (1a, 1b, 2a, 2b) représente des séquences hypothétiques de changements du chenal en aval d'un barrage. A noter cependant que l'importance des modifications du chenal est décroissante vers l'aval ainsi que l'impact du barrage sur les débits liquides et solides. Les indices indiquent l'importance des ajustements : 0, pas de changements significatifs, +, accroissement, - réduction et = réduction majeure. Les variables morphologiques : CC-capacité du chenal, L-largeur, d-profondeur, n-rugosité, s-pente et k-capacité de transport, (d'après Petts et Gurnell, 2005 basé sur Schumm, 1969)

Le scénario 1 caractérise un cours d'eau fortement pourvu en sédiments et/ou avec une faible réduction des débits de crue par le barrage. Dans ce cas, l'installation de la végétation est lente et sa croissance est minimale. Dans des cas extrêmes (**scénario 1a**), particulièrement dans des cours d'eau à charge sableuse, l'eau claire relâchée par les barrages entraîne l'incision du chenal. Cependant, dans la plupart des cas, les ouvrages affectent l'amplitude des crues (**scénario 1b**). Ainsi, et spécialement dans le cas de rivières à méandres et à charge grossière, le cours d'eau connaît une réduction de sa pente à la suite de l'incision de son lit, alors que la sédimentation latérale contribue à la construction de nouvelles terrasses dont l'altitude est inférieure aux précédentes, réduisant ainsi la largeur du chenal.

Le scénario 2 illustre les impacts des barrages sur les cours d'eau dont la charge sédimentaire est limitée, mais où le laminage des crues est très significatif. Dans ce cas, l'ajustement du chenal est caractérisé par une réduction de largeur et de la capacité de transport.

Une succession des scénarios (1a-1b-2a-2b) peut être observée, à l'aval d'un barrage, le long d'un même tronçon. Elle peut être également recomposée, par exemple sur des tronçons comportant des berges facilement érodées (2b-1a-1b-2a-2b) ou encore à l'aval d'affluents (1b-2b-2a-1b).

Dans des contextes très particuliers, certains auteurs ont pu étudier séparément les effets liés aux modifications des débits liquides d'une part et des débits solides d'autre part. Ainsi Church (1995) est-il parvenu à analyser les effets induits uniquement par la modification des débits sur la *Peace River* (Canada). Celle-ci a été aménagée en 1967 pour la production hydroélectrique, dans un contexte où la fourniture sédimentaire n'avait pas été fortement altérée, mais où les pics de crues ont été fortement réduits bien que le débit moyen annuel soit inchangé. Les compétences de transport étant devenues quasiment nulles à la suite de l'écrêtement des pics de crue, aucune incision du lit n'a été constatée. Dans les secteurs à charge de fond grossière, l'auteur observe une stabilisation du tronçon à l'aval du barrage et une accumulation de granulats à la jonction des principaux affluents entraînant la formation d'un profil en escalier. Dans les secteurs sableux de ce même cours d'eau, le sable pouvant encore être transporté, l'auteur observe à la fois un exhaussement et une rétraction du chenal par accumulations latérales.

A l'inverse, Phillips *et al.* (2005) ont pu examiner les effets de la réduction d'apports en sédiments alors que les conditions d'écoulements sont inchangées. L'incision, l'élargissement et la diminution de la pente du lit du chenal, ainsi que l'augmentation de la taille des sédiments, sont évidents sur 60 km de cours d'eau.

Les ajustements affectent ainsi à la fois l'évolution verticale et latérale des lits fluviaux.

b) Évolution verticale du lit mineur

La mobilité verticale regroupe les processus d'incision, à condition que les écoulements restent suffisants pour maintenir une capacité de transport, ou d'exhaussement du lit lorsque les débits régulés restent inférieurs aux entrées de sédiments provenant de l'érosion latérale et des affluents (Williams et Wolman 1984 ; Church 1995). Wolman (1967, cité dans Petts et Gurnell, 2005) suggère que la fluctuation des réponses des chenaux est liée à l'amplitude des modifications des écoulements. Il observe ainsi que si le rapport entre les débits, avant et après régulation, égale ou excède 0,9, les cours d'eau connaissent une incision, alors que s'il est inférieur à 0,75, les lits s'exhaussent. Les réponses sont cependant variables sur un même cours d'eau selon les secteurs, mais aussi en fonction de la résistance du chenal et, donc, du temps nécessaire au passage d'un cycle d'incision à un cycle d'exhaussement et inversement.

L'incision d'un cours d'eau est particulièrement développée lorsque les ouvrages sont trop petits pour jouer un rôle sur l'écrêtement des crues, mais suffisamment conséquents pour piéger les sédiments, les capacités de transport du cours d'eau sont maintenues mais les apports de sédiments sont considérablement réduits. A la suite de Galay (1983) et de Williams et Wolman (1984), Kondolf (1997) a ainsi décrit le phénomène de « *Hungry water* » : l'énergie en excès des eaux relâchées par les barrages. L'expression de cette énergie excédentaire dans le chenal se traduit par une incision et un pavage progressif du lit, qui concernent au moins les sections proches du barrage. L'accroissement de la taille médiane des particules sur un site peut dépasser un facteur 100, selon la taille et le nombre de grosses particules présentes sur le site (Williams et Wolman, 1984). Ce processus

d'enfoncement se poursuit jusqu'à ce que la conjugaison de plusieurs facteurs stabilise le lit du chenal : rencontre de points durs tels que les seuils ou les affleurements de substratum, aboutissement des processus de pavage, contrôle par le niveau de base en aval (présence d'océan, de lac, de barrage...), réduction des compétences des écoulements (réduction des pentes suite aux incisions progressives, élargissement du chenal...), apports suffisants de sédiments, développement de la végétation (Williams et Wolman, 1984). Il en résulte ainsi typiquement un rétrécissement du chenal (Bravard *et al.*, 1999).

c) Evolution en plan de la bande active

De nombreuses études, théoriques, expérimentales ou *in situ* ont montré que la modification des taux de sinuosité (dans le cas de rivières à méandres), la diminution de la variabilité des largeurs ou de la mobilité en plan pouvaient être la première réponse d'un chenal à la construction d'un barrage (Church, 1995 ; Sear, 1995 ; Xu, 1996 ; Friedman *et al.*, 1998 ; Shields *et al.*, 2000 ; Gaeuman *et al.*, 2005 ; Phillips *et al.*, 2005 ; Richard *et al.*, 2005). La rétraction du chenal a été, par exemple, de l'ordre de 10 à 30 % en moyenne sur la Green River (États-Unis) (Grams et Schmidt, 2005). Ces derniers auteurs montrent que l'ampleur de cette rétraction n'est pas linéairement corrélée à la distance aval au barrage, mais est liée au degré de réduction des pics de crue induite par le barrage, à la modification des apports sédimentaires et aux caractéristiques géomorphologiques locales. Dans leur étude de cas, le chenal ne s'est pas incisé et la rétraction est liée en partie aux dépôts de sédiments fins formant des incrustations dans la plaine alluviale et en partie aux dépôts abandonnés avant le barrage, stabilisés à présent par le développement de la végétation. De même, Sherrard et Erskine (1991) observent qu'à l'aval du barrage de Mangrove Creek (Australie), sur un cours d'eau sablo-graveleux, la contraction du chenal est le résultat de la formation de bancs dans le chenal, rapidement stabilisés par la colonisation rapide et le développement d'une végétation arbustive (*Leptospermum polygalifolium*). Friedman *et al.* (1998) présentent également le cas de cours d'eau des grandes plaines où les deux processus dominants sont la rétraction et la perte de mobilité latérale. Le premier processus s'exprime préférentiellement dans le cas de rivières en tresses, alors que le second caractérise les rivières à méandres à charge sableuse. Dans des contextes de rivière à méandres où les berges sont cohésives, les processus d'incision engendrent souvent une stabilisation latérale du lit, et donc une réduction des apports latéraux de sédiments dans le reste du cours d'eau (Friedman *et al.*, 1998 ; Richards et Julien, 2003). Les deux phénomènes s'entretiennent ainsi par un processus de rétroaction positive.

Brandt (2000a) propose de synthétiser l'ensemble des ajustements possibles à l'aide d'une typologie des effets morphologiques des barrages en neuf classes (fig. 1.4). Elle est basée sur le rapport, décrit par Lane en 1955, entre la granulométrie du lit (D), la charge sédimentaire transportée (L), les débits (Q) et la pente du chenal (S), et exprimé par la relation :

$$LD \approx QS$$

	charge < capacité	charge = capacité	charge > capacité
QI réduits	Cas 1 	Cas 2 	Cas 3
QI non modifiés	Cas 4 	Cas 5 	Cas 6
QI augmentés	Cas 7 	Cas 8 	Cas 9

Figure 1.4 - Schémas des ajustements morphologiques possibles sur des sections en travers après une modification des débits liquides (QI), et de la relation entre la charge disponible dans le chenal et les capacités de transport de ce dernier. Les traits gris correspondent aux sections en travers avant la construction du barrage, et les noirs après. A noter que dans le cas 1, il se peut que l'incision ne se produise pas si la réduction du débit ne permet plus ni l'érosion, ni le transport du matériel du lit (d'après Brandt 2000a)

Cette classification est établie à partir de deux entrées différentes, la nature de la modification des écoulements et le rapport entre la charge disponible et la capacité de transport. Il apparaît cependant que, pour chaque correspondance, plusieurs ajustements sont possibles, ce qui tend à démontrer que d'autres paramètres sont à intégrer, tels que la distribution granulométrique des sédiments entrant dans le système ou la sensibilité des berges et du lit à l'érosion.

2.2.2. Les contraintes aux ajustements

Hormis la relation entre Q_s et Q_l , de nombreux facteurs, internes et externes au chenal, ont potentiellement la capacité d'orienter ou d'influencer l'ajustement morphologique des cours d'eau (Grams et Schmidt, 2005). Susceptibles de limiter ou de favoriser les ajustements potentiels, ceux-ci ont été intégrés dans un schéma antérieur proposé par Petts (1979) (fig. 1.3) permettant le passage de l'analyse des ajustements potentiels à l'analyse des ajustements réels (fig. 1.5),

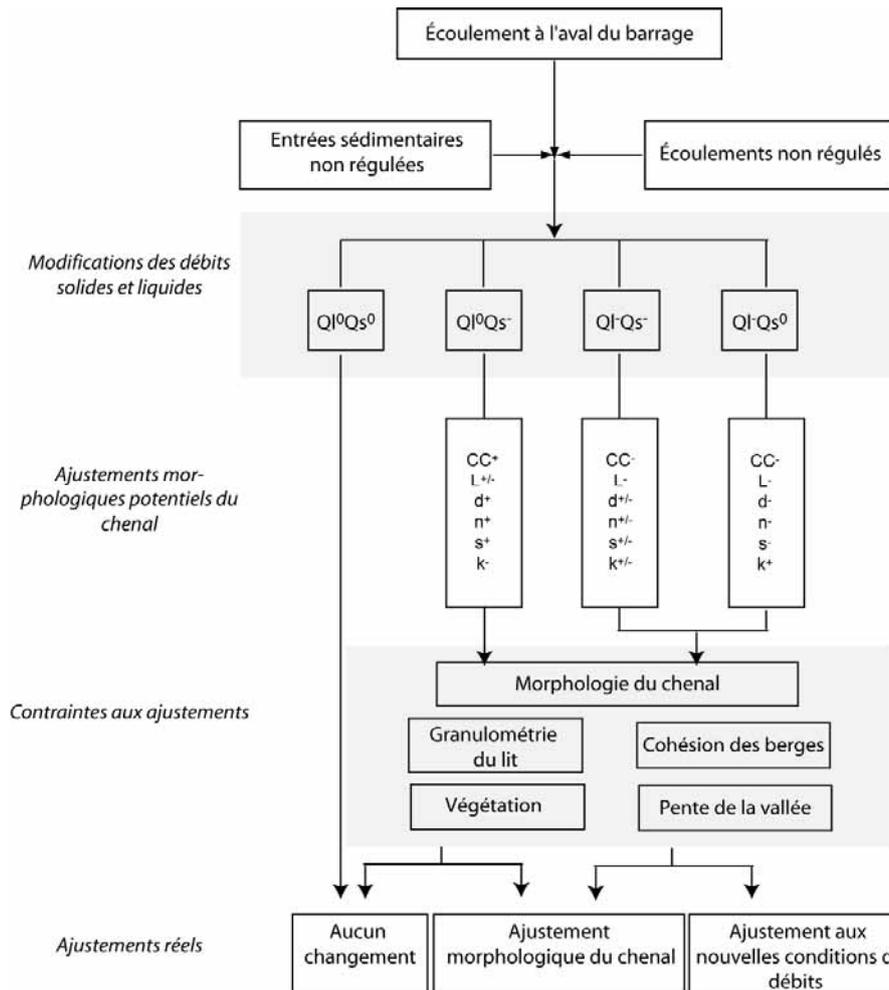
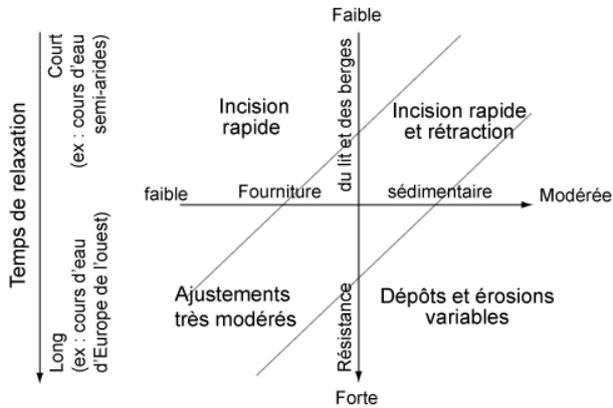


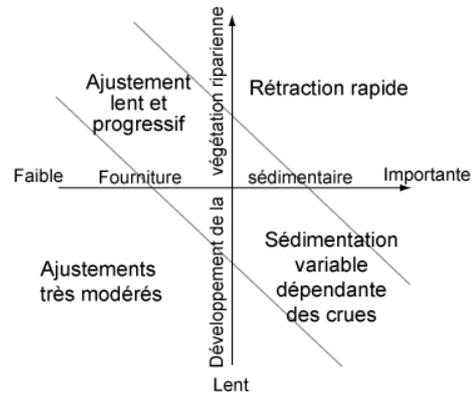
Figure 1.5 - Conséquences de la construction d'un barrage sur les ajustements des lits des cours d'eau (d'après Petts, 1979). Les indices indiquent l'importance des ajustements : 0, pas de changements significatifs, +, accroissement, - réduction et = réduction majeure. CC correspond à la capacité du chenal, L à la largeur, d à la profondeur, n à la rugosité, à la pente et k à la capacité de transport

Ces facteurs concernent la nature des sédiments alluviaux du cours d'eau (Church, 1995), la localisation des secteurs de fourniture sédimentaire, la présence ou l'absence de végétation, la géologie d'un bassin versant (Grant *et al.*, 2003), le style fluvial (Friedman *et al.*, 1998), la géométrie du chenal, la taille du barrage, le nombre d'ouvrages et leurs règles de fonctionnement (à savoir s'il s'agit d'un barrage servant de réservoir pour l'irrigation, ou visant à la production hydroélectrique...), ou encore les conditions initiales avant perturbation (Brewer et Lewin, 1998). Ainsi, des modifications similaires des débits liquides et/ou solides peuvent entraîner différents ajustements sur les sections successives d'un même tronçon (Carling, 1988 cité dans Gaeuman *et al.*, 2005) (fig. 1.6).

A) Réponse du chenal à une importante réduction des entrées sédimentaires



B) Réponse du chenal à une importante réduction des écoulements



C) Réponse du chenal à une importante réduction des écoulements à l'aval d'un affluent

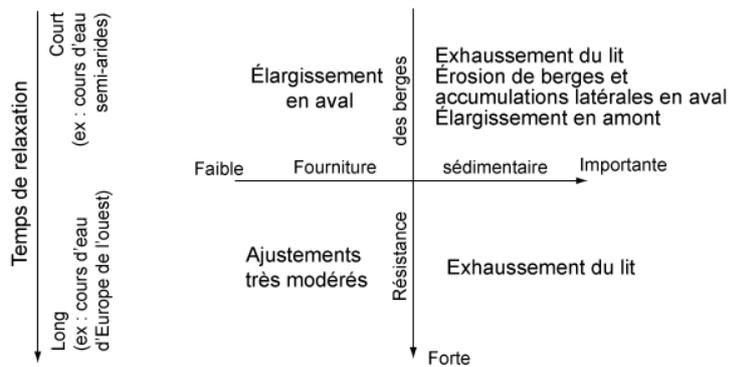


Figure 1.6 - Évolution du lit en réponse aux modifications des débits liquides et solides dans différentes régions géographiques, après la construction d'un barrage. Ces évolutions sont caractérisées par des temps de relaxation variables, et influencées par le volume des apports sédimentaires, par la résistance des berges et du lit à l'érosion et par la croissance de la végétation (d'après Petts et Gurnell, 2005)

Nous ne détaillerons ici que trois des principaux facteurs : la granulométrie du lit, la végétation et la présence d'affluents.

a) La granulométrie du lit

La taille des particules composant le lit joue un rôle crucial dans la nature des ajustements (Simon, 1992 ; Gaeuman *et al.*, 2005). En observant les différences en termes de réponse à une même fluctuation des débits liquides sur la Lower Duchesne River (États-Unis), Gaeuman *et al.* (2005) ont constaté que les tronçons sableux ont eu tendance à répondre rapidement à toutes les perturbations par un changement rapide de l'élévation du fond du chenal, l'ajustement de la largeur intervenant ensuite. Ce dernier paramètre est en revanche majeur sur les tronçons à charge grossière. Dans ce contexte, le lit ne s'exhausse que dans le cas d'importantes fournitures sédimentaires très localisées, résultant notamment de l'érosion des berges, dont la granulométrie est semblable à celle des

particules composant le fond du lit. L'incision ne se produit alors que durant les fortes crues. Les secteurs à charge grossière sont donc plus résistants à l'incision que les secteurs sableux, les débits nécessaires à la mise en mouvement du sédiment étant beaucoup moins fréquents.

Le pavage progressif du lit contribue également à ralentir les processus d'ajustements, les débits liquides devenant incompétents pour la mise en mouvement des sédiments de surface (Sear, 1995).

b) La végétation riveraine

Dès le début des années 1960, des auteurs constatent que la régulation des débits permet le développement de stades arbustifs et arborescents favorisant la stabilisation des dépôts, le piégeage des sédiments et ainsi le rétrécissement du chenal (Northrup, 1965 ; Schumm, 1969, cité par Petts et Gurnell, 2005 ; Andrews, 1986 ; Church 1995 ; Miller *et al.*, 1995 ; Maekawa et Nakagoshi 1997 ; Fergus, 1997 ; Johnson, 1997 et 1998 ; Merritt et Cooper 2000 ; Azami *et al.*, 2004). Ces processus sont surtout observés dans le cas de chenaux larges et peu profonds avant la construction des barrages, que l'on rencontre souvent dans les milieux semi-arides (Williams et Wolman, 1984). La végétation joue un rôle actif dans la modification des chenaux à travers toute une gamme de processus (fig. 1.7) (Gurnell et Petts, 2002)

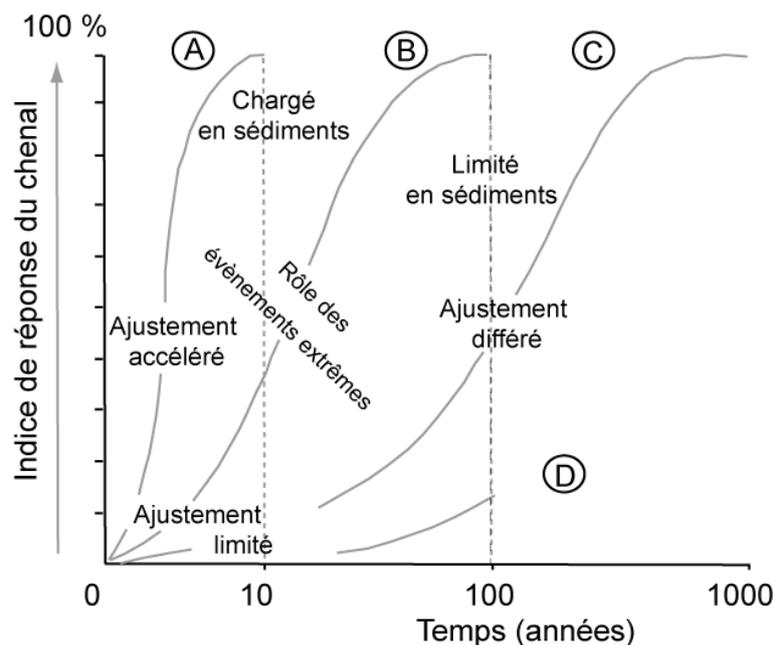


Figure 1.7 - Trajectoire de la métamorphose fluviale en lien avec la colonisation et la croissance végétale (d'après Gurnell et Petts, 2002).

Dans le **cas A** (fig. 1.7), le changement est rapide et facilité autant par la reprise de croissance rapide de la végétation ligneuse à partir de bois flotté (souvent des arbres entiers) que par la croissance des propagules présentes dans les sédiments fins déposés dans les zones de retour d'eau, ou dans les zones abritées par les dépôts ligneux. Le développement de la végétation joue un rôle important en influençant les modèles de sédimentation et d'érosion pendant la métamorphose fluviale.

Dans le **cas B**, le bois flotté est mort et son seul impact est de favoriser les dépôts de sédiments contribuant au développement des propagules abritées par les accumulations de bois.

Dans le **cas C**, le développement de la végétation est limité à quelques graines dispersées et à des fragments de végétation capables de reprendre leur croissance. Les modifications dans le chenal sont dominées par les processus géomorphologiques. Dans le cas D, les changements dans le chenal liés à une réduction des débits liquides sont très lents et connaissent de faibles ajustements, les dimensions du chenal avant régulation, relique de l'état antérieur, sont maintenues.

c) L'incidence des affluents

Les affluents, s'ils sont aussi concernés par ces ajustements, peuvent avoir également un impact important sur le chenal affecté par un barrage (Benn et Erskine, 1994 ; Olive et Olley, 1997 cité dans Brandt 2000a ; Phillips, 2003 ; Grams et Schmidt, 2005 ; Marston *et al.*, 2005) (fig 1.8). Marston *et al.* (2005) ont pu observer sur la Snake River un accroissement de la sinuosité et de la mobilité latérale à proximité des principaux affluents alors que sur le reste du linéaire, ils constatent une stabilisation du tracé et une diminution de la sinuosité. Ils expliquent cette instabilité à l'aval immédiat des affluents par un déclin de la compétence du courant, les dépôts de la charge amenée par les affluents permettant alors une diffuence des écoulements et le maintien du profil en long.

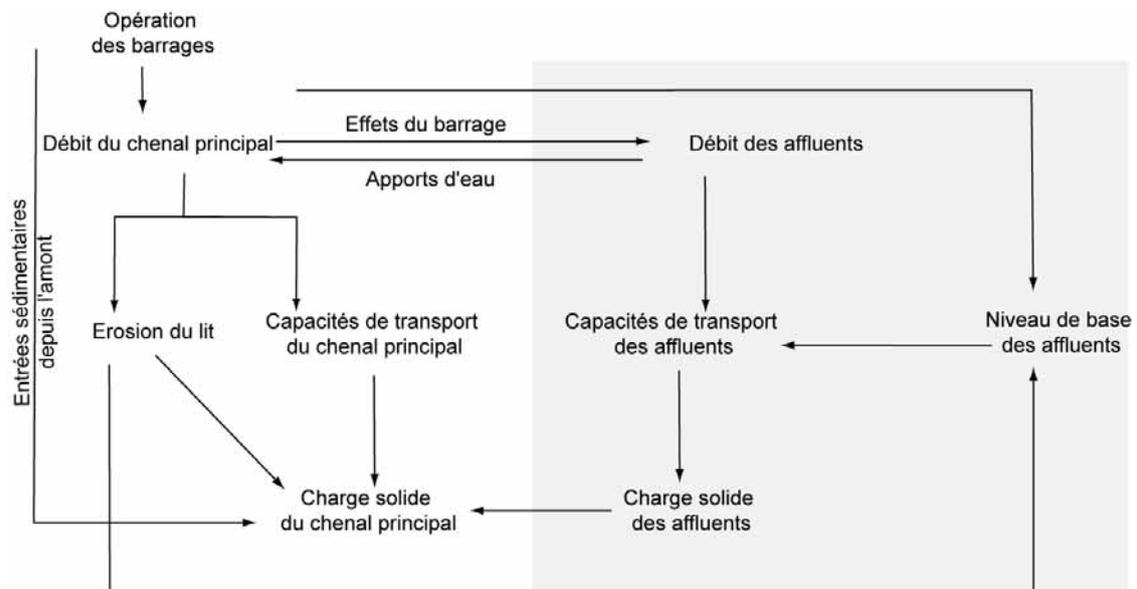


Figure 1.8- Modèle conceptuel montrant la complexité des interrelations entre les facteurs géomorphologiques clés du chenal principal et de ses affluents à l'aval d'un barrage (d'après Phillips, 2003)

De même, la formation de rapides sur la Colorado River a été expliquée par une réduction de l'amplitude des crues à la suite de la construction du Hoover Dam, beaucoup de sédiments étant apportés depuis des affluents à crues éclair (Dolan *et al.*, 1974, cité dans Petts, 1979).

2.2.3. Temporalité, extension spatiale et amplitude des ajustements

Dans un même tronçon de cours d'eau, la réponse du chenal est complexe et variable dans le temps et l'espace (fig. 1.9). Elle peut être plus ou moins importante en fonction du degré des perturbations.

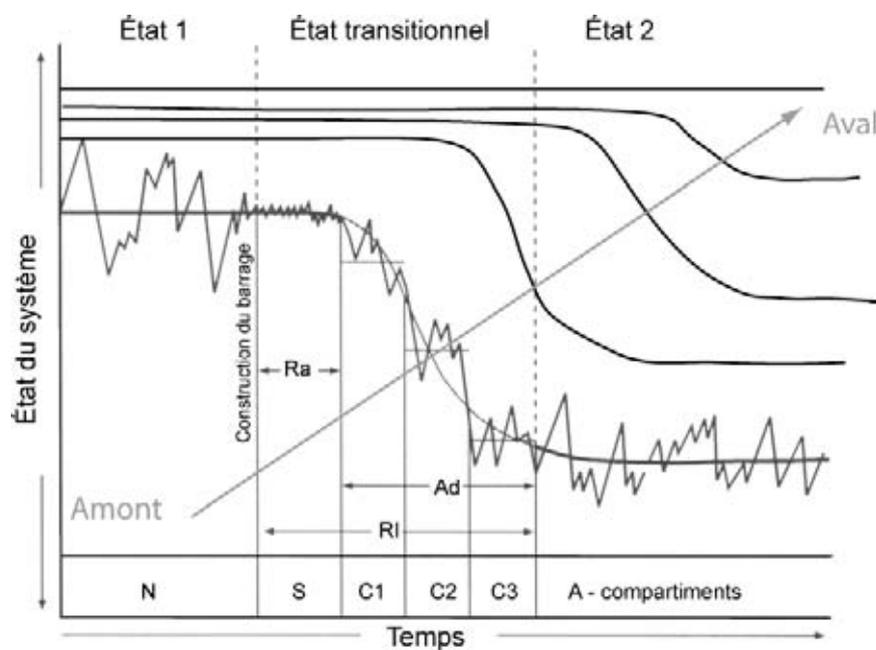


Figure 1.9 - Trajectoire hypothétique de la métamorphose fluviale à la suite de la construction d'un barrage (d'après Petts et Gurnell, 2005, complété)

La modification du système, d'un système naturel (N) jusqu'à un système ajusté (A), passe par une période de relaxation (RI), qui comprend elle-même une phase de réaction (Ra) et une phase d'ajustement (Ad). La période de relaxation comprend une série d'états transitionnels. Ceux-ci incluent une phase d'accommodation (S), durant laquelle les débits solides et/ou liquides sont modifiés mais les formes fluviales n'ont pas encore changé, ainsi qu'une phase de modification du chenal (C1 à C3), durant laquelle la morphologie du cours d'eau s'ajuste aux modifications des écoulements et de la charge solide (Petts et Gurnell, 2005).

a) Les échelles temporelles

Même si, dans la plupart des cas, nous manquons de données relatives à l'état du cours d'eau avant la mise en fonction de l'ouvrage, Williams et Wolman (1984) considèrent que les changements se produisent dès le début de la construction d'un barrage et non à partir de la date officielle d'inauguration. Les temps de réaction et de relaxation dans un système dépendent tous les deux de l'amplitude et de la fréquence des débits morphogènes ainsi que des conditions initiales du chenal avant la construction d'un barrage (Petts et Gurnell, 2005).

L'estimation du temps nécessaire à l'ajustement d'un cours d'eau en aval d'un barrage dépend principalement de trois éléments :

- **Le type de modification des débits** : lorsque les écoulements sont accrus, les ajustements se produisent plus rapidement (quelques années) que lorsqu'ils sont diminués (décennies ou siècle), le temps d'ajustement correspondant alors au temps nécessaire à la végétalisation de la bande active (Church, 1995). Cette échelle de temps des ajustements va être visiblement influencée si la fréquence des débits morphogènes s'accroît ou décroît.
- **Le type de cours d'eau** : le temps d'ajustement sur les rivières à sable peut être plus précoce que sur d'autres cours d'eau, compte tenu de l'importance des volumes transportés et de la rapidité de la fixation et de la croissance de la végétation. Dans le cas des rivières gravelo-sableuses, les changements en fonction du temps peuvent être décrits par une simple relation hyperbolique (Williams et Wolman, 1984).
- **Le type d'ajustement et/ou la variable d'ajustement considérée** (fig. 1.10) : le temps de relaxation, pour un ajustement total, est compris entre 4 et 230 ans dans le cas d'un rétrécissement du chenal et jusqu'à 500 ans dans le cas d'un élargissement (Williams et Wolman, 1984). L'échelle de temps, pour l'ajustement des styles ou de la pente, est plus longue - de l'ordre du millénaire - car il nécessite le transport d'importants volumes de sédiments (Church, 1995).

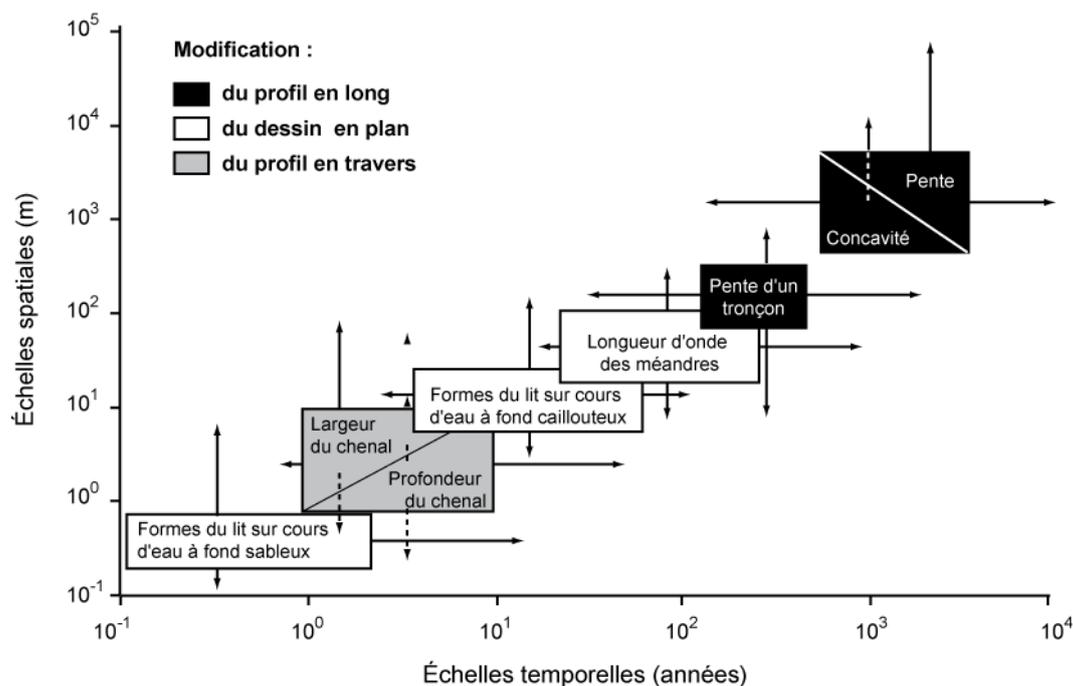


Figure 1.10 - Échelles spatiales et temporelles de l'ajustement des formes fluviales (d'après Knighton, 1984)

Dans le cas de processus d'incision, il est plus difficile de prévoir le temps d'ajustement, sa variabilité étant plus grande. Dans la plupart des cas, l'incision est plus importante lors de la première décennie puis devient asymptotique. Surian et Rinaldi (2003) sont parvenus à cette conclusion concernant les cours d'eau italiens affectés par différentes activités anthropiques. Ils ont ainsi observé des temps de réaction courts et des ajustements (incision, et/ou rétraction) plus intenses au début de la perturbation qui se ralentissent ensuite, devenant progressivement asymptotiques. Cette valeur est cohérente avec le fait que la taille des particules assurant le pavage du lit se stabilise généralement entre 1 et 10 ans après la construction d'un ouvrage (Williams and Wolman, 1984). Une fois le fond du lit pavé, l'incision est nécessairement stoppée, ou au moins, fortement ralentie.

Les processus d'exhaussement, en revanche, sont beaucoup plus lents car ils requièrent l'introduction et/ou la redistribution d'importants volumes de sédiments.

b) Les échelles spatiales

Phillips *et al.* (2005) ont cherché à définir les paramètres susceptibles de contrôler l'extension des processus d'érosion. Un des plus importants est la distance à partir de laquelle l'influence du barrage sur la géométrie du chenal devient mineure par rapport aux autres facteurs. Au-delà d'une certaine distance au barrage, les effets des modifications de l'hydrologie, de l'hydraulique ou des fournitures sédimentaires s'atténuent, voire disparaissent, l'influence de la morphologie locale du chenal ou de la vallée redevenant plus importante. Cela concerne particulièrement les rivières de plaines côtières où les effets des retours d'eau deviennent de plus en plus importants en direction de l'aval. Ces distances « limites » varient de 50 à 120 km en aval du barrage, les effets du déficit sédimentaire devenant ensuite insignifiants (Phillips *et al.*, 2005). Il reste cependant à déterminer si les secteurs au-delà de cette limite ne seront jamais affectés ou si la réponse ne s'est pas encore propagée au-delà après 35 ans d'observation, ce qui, dans ce cas, représente une vitesse de propagation de 1,4 à 3,4 km/an. La plupart des valeurs issues de la littérature varie entre 0 et 2 km/an, et atteint sur certains cours d'eau 29 km/an, voire 42 km/an juste après la construction du barrage (Williams et Wolman, 1984). Ainsi, Gregory et Park (1974) avaient observé une vitesse de propagation d'au moins 1,3 km/an à la suite d'une réduction des capacités de transport du chenal d'environ 50 %, puis de 0,73 km/an en aval du barrage de Clatworthy dans le bassin de la Tone (Angleterre). Sur la Colorado River (États-Unis), le tronçon affecté par les processus de pavage atteignait près de 10 km, de 20 km puis de 70 km à respectivement 1, 3 et 7 ans après la construction du barrage Hoover (Williams et Wolman, 1984), ce qui représente des vitesses de propagation du phénomène de l'ordre de 10 à 6 km/an.

c) L'amplitude des ajustements

L'amplitude des ajustements n'est pas nécessairement corrélée à la distance au barrage, mais dépend du niveau d'altération du régime hydrologique, de la réduction des pics de débit, des apports

sédimentaires et des caractéristiques géomorphologiques locales (Sherrard et Erskine, 1991 ; Grams et Schmidt ,2005). L'étude de la Deschute River (États-Unis) a ainsi démontré que, sur les systèmes à faibles apports de sédiments et à faible capacité de transport solide, l'armurage, l'incision et les changements morphologiques à l'aval d'un barrage sont faibles (Fassnacht *et al.*, 2003).

Tout comme son extension, l'amplitude du processus d'incision dépend de multiples facteurs (Galay, 1983 ; Olive et Olley, 1997 cité dans Brandt, 2000a) tels que la granulométrie du lit (présence ou absence de pavage), la présence de matériel cohésif ou de végétation dans le chenal, l'érosion de berge (apports de sédiments suffisants ou non pour contrecarrer le déficit), la gestion des débits (réduction ou non de la fréquence des débits supérieurs au débit dominant) ou encore l'existence ou non d'ouvrages d'ingénierie.

L'amplitude des incisions est, dans la majorité des cas, plus importante immédiatement à l'aval des barrages et décroît progressivement ensuite (Williams et Wolman, 1984). Elle a parfois dépassé 7,5 mètres mais elle atteint généralement 1 à 3 mètres en une ou deux décennies (Church, 1995). L'amplitude observée est généralement comprise entre 1 et 7 mètres sur des périodes de 3 à 30 ans.

2.3. Les impacts de 3^e ordre : effets écologiques et économiques

La modification des écoulements a des effets écologiques et/ou géomorphologiques importants et ces derniers sont parfois considérés comme la cause principale de la détérioration des écosystèmes fluviaux et riverains (Lloyd *et al.*, 2002). Le lien entre ces modifications et les perturbations des écosystèmes est pourtant complexe. Aucun rapport proportionnel n'existe ainsi entre l'intensité des perturbations et l'intensité de la réponse des écosystèmes, de petites modifications des écoulements pouvant produire de larges effets écologiques sans qu'aucun seuil simple ne puisse être déterminé (Lloyd *et al.*, 2002).

Les réponses des écosystèmes sont très variables et dépendent d'une variété de facteurs incluant, entre autres, les apports en sédiments, les ajustements géomorphologiques, les opérations de gestion des barrages, la température de l'eau et l'impact sur la qualité de l'eau (Poff *et al.*, 1997 ; Richards et Julien, 2003). Tous ces facteurs liés aux changements physiques imposés par les ouvrages auront, eux-mêmes, des effets différents selon le contexte préexistant (chimie de l'eau, contexte géologique, climat...).

La réduction des pics de crue et le manque d'apports en sédiments ont des effets à la fois sur les communautés piscicoles et invertébrées dans le chenal, sur les degrés de connexion latérale, sur les relations entre plaine d'inondation et chenal (Bravard *et al.*, 1997), ainsi que sur la végétation et les écosystèmes des zones humides. Un chenal plus étroit, par exemple, offre moins de surface pour les habitats aquatiques, modifie les écotones riverains et réduit les surfaces de lit utiles à l'infiltration des eaux de rivières pour la recharge de la nappe (Kondolf *et al.*, 1999).

2.3.1. Impacts écologiques dans le chenal

Les impacts des barrages sur la faune et la flore des cours d'eau ont fait l'objet de nombreux travaux. Ils sont principalement liés au blocage des migrations piscicoles (Schilt, 2007), aux modifications des nutriments, de la température de l'eau, de la charge de fond (Dauble *et al.*, 2003) et des interactions entre proies et prédateurs dans la chaîne alimentaire (Power *et al.*, 1996 ; Poff *et al.*, 1997).

a) L'effet de la modification de la forme des hydrogrammes

Toute la chaîne alimentaire, et non une seule espèce, peut être modifiée à la suite d'une altération des débits naturels. Les conditions extrêmes induisent en effet un stress important sur les communautés biologiques et, dans certaines limites de tolérance, peuvent fortement accroître la biodiversité (Magilligan et Nislow, 2005). La perturbation est donc une composante importante de l'écologie et les ajustements d'amplitude et de périodicité des écoulements mobilisant les sédiments du lit peuvent contribuer à réduire l'hétérogénéité de la faune du lit et affecter l'ensemble des communautés de la chaîne alimentaire (Power *et al.*, 1996). Ces communautés peuvent connaître des changements d'espèces et des modifications de leurs caractéristiques propres. Dans ce cas, on observe une augmentation significative de la population de certaines espèces aux dépens d'autres espèces et de la diversité. De nombreuses espèces lacustres ont ainsi colonisé des cours d'eau avec succès (Poff *et al.*, 1997). Une nette augmentation des rapports poids-longueur et longueur-âge a ainsi été observée sur les populations de perches blanches, perches jaunes et poissons chats à l'aval du barrage de Conowingo (Maryland, États-Unis) après l'instauration d'un débit minimum (Weisberg et Burton, 1993).

De même, les peuplements invertébrés et benthiques nécessitent un minimum de perturbations pour que leur diversité se maintienne. Ils répondent plus rapidement aux perturbations hydro-géomorphologiques et sont de bons indicateurs du degré de dégradation d'un milieu (Wootton *et al.*, 1996). Ces espèces sont donc peu présentes dans les milieux où les fortes crues ont été laminées et où la sédimentation s'accélère, processus souvent rencontrés à l'aval de barrages. De plus, la réduction de la fréquence des perturbations du substrat, causée par la régulation des débits, peut réduire la diversité des invertébrés en augmentant le degré d'exclusion compétitive par les espèces dominantes mais sensibles aux perturbations (Wootton *et al.*, 1996).

b) L'effet de la modification du transport solide

L'impact quantitatif et qualitatif des barrages sur la charge solide des cours d'eau affecte également les conditions de reproduction des poissons. Le développement des processus de pavage à l'aval des barrages menace, non seulement, l'hétérogénéité des habitats mais, surtout, entraîne la disparition des matériaux mobilisables par les poissons, éléments indispensables à la constitution de frayères (Sear, 1995 ; Milhous, 1998). Sur les rivières californiennes, la reproduction des salmonidés est ainsi menacée par la disparition des particules comprises entre 15 et 50 mm d'axe b, nécessaires au frai

(Kondolf, 1993). De plus, une fois les bancs stabilisés par la végétation riparienne, ils sont moins fréquemment remobilisés et moins favorables au frai (Grams et Schmidt, 2002).

Si les barrages piègent les grosses particules, ils laissent souvent passer les particules fines qui perturbent la faune et la flore en aval, en augmentant la turbidité de l'eau ou en colmatant les substrats en place (Wilcock *et al.*, 1996 ; Gayraud *et al.*, 2002). Ce colmatage entraîne une modification des habitats benthiques et interstitiels, ainsi que des échanges d'eau et de matières entre la surface et l'hyporhéos. Il affecte la structure du peuplement d'invertébrés en modifiant la structure et la stabilité du substrat, la disponibilité des ressources trophiques et de l'oxygène ainsi que la pression de la prédation. Les conséquences à court terme sont une augmentation de la dérive et une réduction de l'abondance totale des organismes (Gayraud *et al.*, 2002). Ce colmatage est amplifié à la suite des opérations de chasse destinées à nettoyer les réservoirs et qui favorisent le transit et le redépôt des sédiments fins (Bravard et Petts, 1993).

Dans les cas où ces ouvrages piègent tout ou partie de la matière en suspension, ils contribuent à diminuer la turbidité des eaux, ce qui améliore la pénétration de la lumière et augmente la photosynthèse.

c) L'effet des modifications thermiques de l'eau

La présence d'un barrage modifie le comportement thermique de l'eau : réchauffement progressif de l'eau lors des crues de printemps, inertie thermique de l'eau stockée dans les réservoirs, développement de stratifications thermiques (Belliard *et al.*, 1995). Les eaux de restitution issues des couches profondes peuvent, par exemple, entraîner un refroidissement artificiel durable du cours d'eau en aval d'un ouvrage. Au contraire, un réchauffement des eaux peut être observé lors des réductions artificielles des débits. L'importance des effets de ces facteurs thermiques dépend essentiellement des conditions climatiques, de l'utilisation ou non d'équipements de « déstratification » et de la rapidité des vidanges des réservoirs (Webb et Walling, 1997).

Verneaux (1973, cité dans Belliard *et al.*, 1995) a démontré que, même si la pente est souvent considérée comme un facteur prépondérant de la structuration des peuplements piscicoles, la température reste un paramètre déterminant de la distribution à petite échelle des espèces. Ainsi, en aval des barrages, plusieurs exemples de l'influence du refroidissement des eaux de restitution entraînant une dérive des peuplements vers des composantes davantage salmonicoles ont déjà été observés (Huet *et al.*, 1969 ; Décamps *et al.*, 1979 ; CEMAGREF, 1982). Ces modifications thermiques peuvent également contribuer à masquer les indices (température de l'eau, débit) qui permettent aux espèces piscicoles anadromes de retrouver les zones de frai (Bravard et Petts, 1993). Dans ce cas les poissons peuvent être retardés et ne pas assurer leur reproduction.

Enfin, ces variations de température des eaux des cours d'eau sont susceptibles de provoquer des chocs thermiques, en particulier lorsque les ouvrages procèdent à des éclusages d'eau froide durant les étiages estivaux (Bravard et Petts, 1993). Ainsi, en 1976, des mortalités d'ombres ont été enregistrées sur l'Ain du fait des lâchers biquotidiens d'eau hypolimniques froides.

Cependant, dans des contextes fortement aménagés et pollués comme le bassin de la Seine, les barrages de navigation jouent un rôle indéniable sur la réoxygénation de l'eau et ont donc un effet positif sur les populations piscicoles en leur servant de refuge. De plus, en accélérant parfois les vitesses d'écoulement, ces barrages compensent localement l'absence d'habitats lotiques et permettent le maintien de certaines espèces sensibles dans les secteurs navigués (Boët *et al.*, 1998).

2.3.2 Impacts écologiques sur le lit majeur

a) La déconnexion entre le lit majeur et le chenal

L'enfoncement du lit, comme la réduction des pics de crue, entraîne une diminution de la fréquence et de l'intensité des inondations dans la plaine alluviale (Collins et Dunne, 1990 ; Kondolf, 1997 ; Poff *et al.*, 1997 ; Surian, 1999 ; Surian et Rinaldi, 2003) et donc une déconnexion entre le chenal et les écosystèmes riverains. L'incision du lit peut également entraîner un abaissement de la nappe d'accompagnement dont le niveau est étroitement lié au niveau de la ligne d'eau du chenal (Scott *et al.*, 1999). Cet abaissement de la nappe s'étend plus loin du chenal dans des contextes d'alluvions très perméables, type graviers ou sables, que dans des contextes d'alluvions plus fins et moins perméables (Bravard *et al.*, 1999). Les aquifères présentant une forte pente, ou recevant un apport conséquent des affluents et des versants, sont moins sensibles à ce phénomène qui peut avoir des incidences écologiques et économiques importantes si cette nappe fait l'objet d'une exploitation.

Ces différents changements hydrologiques et hydrogéologiques affectent directement les milieux aquatiques périfluviaux (Bornette *et al.*, 1996) provoquant une altération des spécificités hygrophiles des peuplements riverains (Pautou *et al.*, 1996 ; Bravard *et al.*, 1999). Sur la North Platte River (États-Unis), 75 % des zones humides ont disparu entre 1937 et 1990, suite aux constructions de réservoirs (Miller *et al.*, 1995).

b) La disparition de certaines espèces végétales alluviales

La forêt alluviale doit sa spécificité à deux processus essentiels :

- le remaniement des substrats (décapage, érosions de berge) qui favorise le rajeunissement des unités, permettant le maintien de végétation pionnière diversifiée (type saules et peupliers) adaptée aux perturbations engendrées par des événements extrêmes ;
- des inondations fréquentes et une nappe sub-affleurante qui permettent, même dans le cas d'un milieu mature faiblement régénéré, de conserver des espèces spécifiques comme l'aulne, l'orme, le frêne, tout en limitant la compétition avec des espèces collinéennes comme le charme, et sciaphiles comme le hêtre.

La menace sur ces milieux est donc essentiellement liée aux modifications des écoulements qu'ils soient qualitatifs (réduction des pics de crue et de la variabilité des débits) ou quantitatifs (réduction nette des écoulements). Ces modifications peuvent en effet entraîner une diminution des processus d'érosion, la dessiccation des plantes, une réduction de la croissance ou rendre la dispersion des

graines inefficace et limiter ainsi l'établissement de ces espèces (Poff *et al.*, 1997). Celles-ci sont alors remplacées, en lit mineur, par des espèces collinéennes susceptibles de se régénérer à l'ombre (Rood et Mahoney, 1995 ; Poff *et al.*, 1997 ; Polzin et Rood, 2000). Le maintien des espèces alluviales permet le développement de milieux ouverts et légèrement ombragés favorisant la croissance de sous-bois que l'on ne retrouve pas dans des forêts dominées par des espèces comme le hêtre. Les changements concernant l'ampleur et la fréquence des pics de crue affectent donc la diversité des habitats et des populations animales inféodées à ces milieux. Graf *et al.* (2002) ont ainsi mis en évidence le lien entre la construction de barrages en Amérique centrale et méridionale et la disparition de l'habitat du Moucheron des saules, espèce avicole spécifique des milieux ripariens.

La diversité des habitats et donc des espèces en lit majeur est également menacée par les processus d'incision des lits qui non seulement contribuent à réduire les surfaces totales disponibles pour les habitats en lit mineur, mais changent également la taille et la distribution spatiale des unités d'habitat dans le lit majeur (Reich, 1994).

Dans certains cas, les changements affectant les écosystèmes sont beaucoup plus ambigus et ne peuvent être jugés comme étant strictement négatifs. Ainsi, dans le parc national de Grand Teton, au bord de la Snake River (en aval du barrage de Jackson Lake, États-Unis), la biodiversité à l'échelle des espèces a diminué longitudinalement, du fait de l'expansion de communautés végétales forestières pauvres en espèces, au détriment de communautés arbustives de milieux humides (aulnes et saules) qui constitue la nourriture d'hiver pour les élans (Marston *et al.*, 2005). Cependant, l'augmentation de la population du *blue spruce* a fourni plus de sites potentiels de nidification et de développement aux aigles d'Amérique et aux balbuzards (aigle pêcheur). De plus, le développement de la plaine alluviale par rétraction du chenal permet l'essor d'une espèce d'orchidée protégée (*Spiranthes diluvialis*).

2.3.3. Echelle temporelle des ajustements écologiques

Comme les ajustements physiques des cours d'eau aux modifications des débits liquides et solides, les ajustements écologiques s'expriment sur une longue période. Le rétablissement biotique devant être précédé par l'ajustement morphologique du chenal, plusieurs phases de réajustements des composants biotiques se produisent pendant la phase de relaxation du chenal. Ces phases sont nommées « états transitoires » (Petts, 1987). Les études écologiques portant sur l'ensemble de la période de relaxation, ou qui se placent dans un contexte de métamorphose fluviale, sont rares. Certains états transitoires peuvent générer plus de diversité d'habitats qu'il n'y en avait avant les ajustements fluviaux et accroître ainsi la diversité des espèces. D'autres, au contraire, voient une diminution de cette diversité. Dans certains cas, l'accroissement de la diversité de certains taxons, comme des invertébrés benthiques, peut par exemple se produire simultanément à une diminution d'espèces piscicoles clé. Les séquences successives d'états transitoires dépendent de plusieurs facteurs agissant à différentes échelles temporelles et spatiales : le style fluvial naturel, la mobilité des sédiments, le taux de colonisation et les conditions d'établissement de la végétation, les régimes hydrauliques du chenal et de ses affluents après la construction du barrage (Petts et Gurnell, 2005).

2.3.4. Effets économiques des barrages

Les effets économiques des ajustements des systèmes à la suite de la construction d'un barrage peuvent être très importants, surtout lorsque les processus d'incision sont exacerbés. Ces derniers peuvent, en effet, contribuer à déstabiliser les ouvrages par affouillement, comme des piles de pont ou des digues (Scott, 1973 cité dans Bravard *et al.*, 1999 ; Collins et Dunne, 1990 ; Kondolf, 1994 ; 1997). Des conduites souterraines peuvent également être exhumées et endommagées (Kondolf et Larson, 1995).

Cette incision, comme nous l'avons précédemment souligné, entraîne souvent un enfoncement de la nappe d'accompagnement et une réduction de sa capacité de stockage. Ainsi, sur un tronçon de 18 km de la rivière Enza (Italie), la nappe a perdu $1,4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de capacité de stockage sur une période de 25 ans à cause de l'incision (Tagliavini, 1978, cité dans Bravard *et al.*, 1999). Leopold (1997) décrivait également la situation en aval du barrage d'Assouan où le lit du Nil s'enfonce d'1,7 cm par an et où, d'ici 60 ans, 15 à 19 % des terrains exploitables du delta du Nil auront probablement disparu, entraînant un déplacement de près de 15 % de la population égyptienne (Owen 2005).

La sédimentation à l'arrière des barrages pose également un véritable problème de gestion de ces infrastructures (surtout concernant les plus petites). Elle contribue en effet à diminuer les capacités de stockage d'eau et donc à rendre les structures moins performantes (Verstraeten et Poesen, 2000). Un exemple de forte sédimentation a pu ainsi être observé au centre de la Belgique, où de petites infrastructures, dont le but était de retarder les crues, avaient totalement perdu leur capacité de rétention, 3 à 4 ans seulement après leur construction (Verstraeten et Poesen, 1999). Crowder (1987, cité dans Verstraeten et Poesen, 2000) a estimé le coût annuel de la sédimentation dans les barrages aux États-Unis à 790 millions d'euros. Dans les pays en voie de développement, cette réduction des capacités de stockage de l'eau peut également avoir des effets sévères sur les ressources en eau potable (Sichingabula, 1997, cité dans Verstraeten et Poesen, 2000).

Les barrages sont ainsi souvent perçus négativement dans les sociétés occidentales compte tenu de leurs impacts environnementaux. Il ne faut cependant pas oublier que leur construction peut se faire dans un souci de développement local, territorial ou encore durable. En effet la production hydroélectrique peut être considérée comme une énergie renouvelable, encore faut-il que des précautions soient prises lors de la construction des ouvrages et que la gestion des débits soit conduite de manière à minimiser les impacts écologiques. Des certificats attestant du respect de l'environnement, fondés sur l'observation de caractéristiques hydrologiques, morphologiques, paysagères et sur les communautés biologiques, sont à présent établis en Suisse pour les infrastructures dont le fonctionnement respecte les écosystèmes en place (Bratrich *et al.*, 2004).

De plus, la construction d'un barrage peut représenter de véritables solutions pour des problèmes d'usages de l'eau préexistants. C'est ainsi le cas du projet du barrage de Charlas (Haute-Garonne), aujourd'hui encore largement controversé, dont l'objectif principal est d'assurer une utilisation multifonctionnelle (eau potable, irrigation, industrie, nucléaire) de la ressource en eau, aussi cohérente

que possible (Bonin *et al.*, 2006). Les apports économiques de telles infrastructures sont donc importants. Dans le cas de l'Ain, les trois microcentrales représentent des sources de revenus non négligeables pour les communes. Ainsi à Neuville-sur-Ain, la redevance domaniale, les taxes foncières et taxes professionnelles liées à la présence de la microcentrale ont représenté un revenu pour la commune de l'ordre de 15 500 euros en 1990, et contribuent à créer deux emplois à plein temps (Combe, 1991). Les cinq aménagements EDF en amont de la zone d'étude produisent en moyenne 785 millions de kWh par an, ce qui représente, par rapport au coût moyen d'une production thermique, une économie de 13 millions d'euros.

3. Contexte et problématique de recherche

L'évaluation des effets des barrages sur les chenaux est rendue difficile par l'absence d'observations adéquates et par la variabilité naturelle des chenaux (Williams et Wolman, 1984). Si ces effets sont largement connus et décrits qualitativement, la collecte de données quantitatives et la réalisation de modèles prédictifs d'évolution restent des points délicats à traiter en raison de la complexité des processus (Brandt, 2000b). La nécessité actuelle est de quantifier ces processus dans le but de proposer des solutions de gestion de la charge de fond. En effet, nous savons aujourd'hui limiter les effets directement liés aux régulations des débits liquides (Hughes et Rood, 2003) mais des actions limitant ou palliant le déficit de charge solide restent encore à définir. De nombreuses opérations de restauration de la charge de fond ont déjà été entreprises en Californie, ou sur le Rhin, mais la plupart consistent en la réintroduction de sédiments exogènes dont le transport sur le site déficitaire est extrêmement coûteux (Kondolf *et al.*, 2005).

La basse vallée de l'Ain représente un site d'étude idéal pour aborder cette thématique de recherche. Cette rivière comporte en effet un corridor relativement naturel et n'a pas été le centre d'importantes activités (extractions de granulats en lit mineur) ou d'aménagements importants (endiguement généralisé, calibration pour la navigation), hormis la construction de nombreux ouvrages hydroélectriques. De plus, peu d'affluents perturbent le continuum. Le fait que ces infrastructures soient l'impact anthropique majeur au cours des 50 dernières années permet, en effet, d'analyser plus facilement leurs effets morphologiques. De plus, ce secteur a fait l'objet de nombreuses études scientifiques qu'il s'agisse du programme PIREN de 1986 (Roux *et al.*, 1986) ou des études géomorphologiques de 1990 et de 2000 (Bravard *et al.*, 1991 ; Piégay *et al.*, 2000). Ces études ont permis de mettre en avant des éléments qualitatifs laissant présager des impacts des ouvrages sur l'évolution récente du cours d'eau et de sa dynamique sédimentaire, sans que ces derniers aient pu être encore quantifiés. Enfin, la basse vallée de l'Ain ayant été recensée, au titre de la Directive Habitats, comme site d'intérêt communautaire, elle a intégré le réseau Natura 2000. L'Union Européenne a accepté en juillet 2002 un Programme LIFE Nature intitulé "Conservation des habitats créés par la dynamique de la rivière d'Ain", d'une durée de 4,5 ans. Les financements obtenus dans le cadre de ce programme avaient pour objectif de préserver durablement le site, voire de le restaurer et de le mettre en valeur pour le public. Dans ce contexte, de nombreuses questions relatives au fonctionnement actuel du cours d'eau ont émané des gestionnaires et la compréhension de la

dynamique sédimentaire de la basse vallée est une étape essentielle pour la définition de plans de gestion cohérents.

L'objectif de cette thèse est donc triple :

- améliorer notre compréhension de la dynamique sédimentaire actuelle de la basse vallée de l'Ain (depuis 20 ans) et quantifier la part relative des effets des barrages sur l'évolution morphologique récente (50 dernières années),
- développer de nouvelles techniques de suivi des changements morphologiques et adapter des protocoles de mesure et de suivi de la charge de fond développés sur d'autres types de cours d'eau et,
- utiliser ces connaissances pour apporter des réponses concrètes aux gestionnaires du cours d'eau (mise en évidence d'un déficit de charge, localisation et quantification de ce déficit) et les aider à définir des mesures de gestion pour la préservation de la dynamique sédimentaire actuelle.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons articulé notre travail autour de trois chapitres (fig. 1.11) :

- une synthèse des changements fluviaux, et de leurs causes, intervenus depuis la fin du 19^e siècle et une analyse de la contribution des barrages dans ce contexte général ;
- une analyse de la dynamique sédimentaire actuelle (1980-2000) à partir de trois approches complémentaires (budget sédimentaire, suivis directs et détermination des capacités de transport) qui permettront de définir les capacités du cours d'eau à s'auto-ajuster aux nouvelles conditions d'apport de charge et,
- une présentation d'éléments de connaissance indispensables à la définition d'actions de gestion de la charge de fond nécessaires à la préservation de la dynamique actuelle de la basse vallée de l'Ain, puis la présentation des actions déjà engagées.

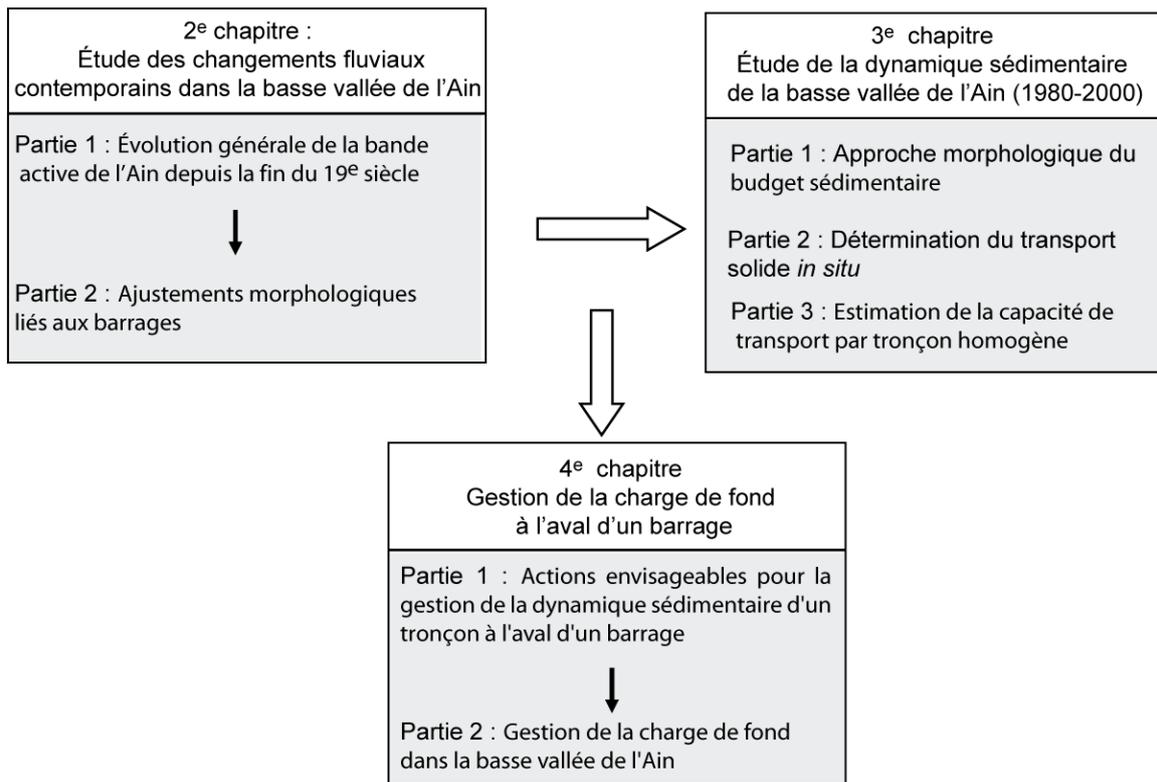
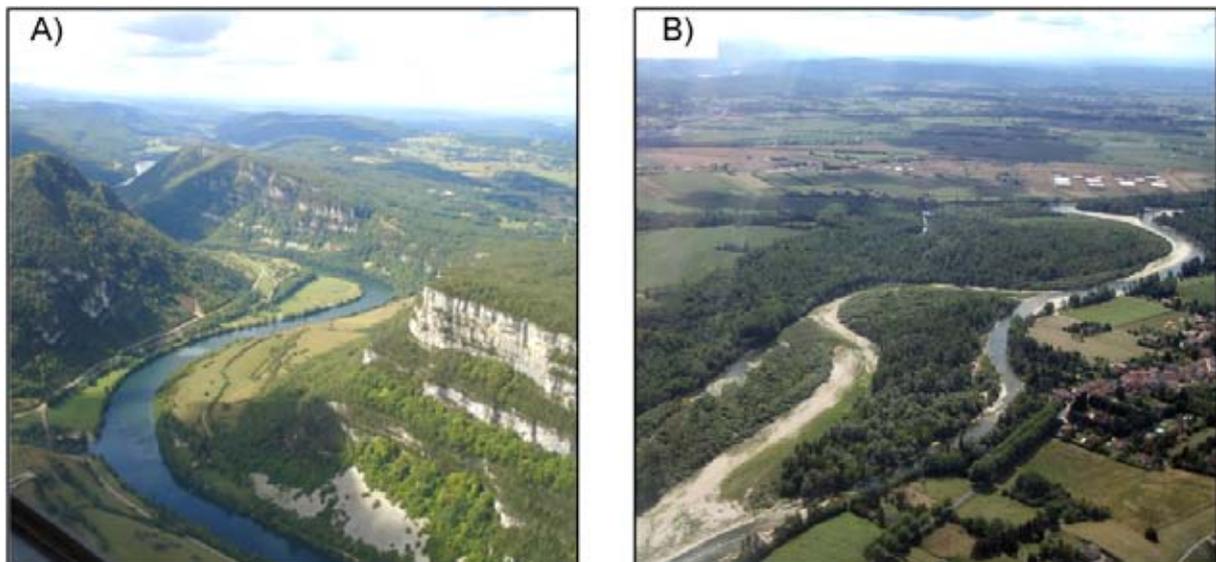


Figure 1.11 - Organisation générale du manuscrit

B/ Cadre géographique

L'Ain est l'affluent de rive droite le plus important du Rhône entre la Suisse et Lyon (fig. 1.12). Il prend sa source sur le plateau de Nozeroy. Ce cours d'eau d'ordre 6 (classification de Strahler, 1957), long de 230 km environ, draine un bassin versant de 3630 km² (à la station de Chazey-sur-Ain) dans la partie occidentale du Jura méridional. Il se compose de deux parties géomorphologiquement contrastées (photo. 1.1A et B) :

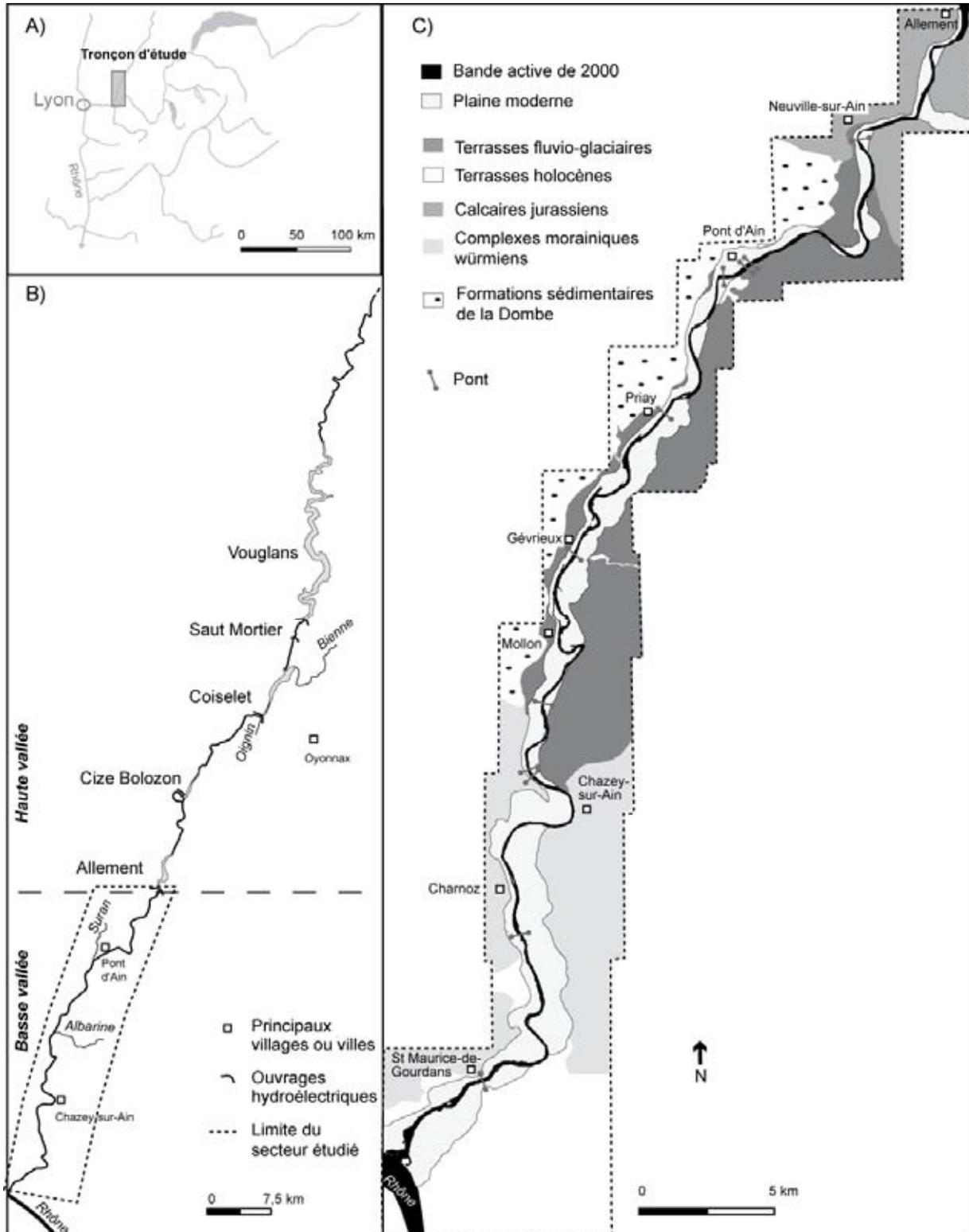
- une partie amont (environ 180 km) encaissée dans les plateaux calcaires du Jura méridional en gorge (photo. 1.1A) et,
- une partie aval (environ 50km), la basse vallée de l'Ain, où le lit est creusé dans un épandage fluvioglaciaire tardi-würmien (Bravard, 1986) dont le lit majeur actuel présente une largeur comprise entre 0,5 et 1,2 km (photo. 1.1B).



Photographie 1.1 – L'Ain, (A) dans sa haute vallée, encaissée dans des gorges calcaires du Jura méridional et (B) divagant dans sa basse vallée agricole, bordé par un corridor forestier (clichés personnels)

La basse vallée de l'Ain se situe au cœur d'une vaste dépression d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest. Elle est limitée à l'Ouest par le plateau des Dombes et à l'Est par les chaînons calcaires du Bugey méridional, au Sud-Est par un horst jurassique matérialisé par le plateau de Crémieu (fig. 1.12C). Cette dépression résulte du travail des glaces quaternaires (de la moraine frontale, du surcreusement) et des écoulements pro-glaciaires de type « sandur » de la fin de la période würmienne, qui ont contribué à la construction d'une vaste zone d'épandage caillouto-sableuse, inclinée vers le Sud-Ouest et avec laquelle, la pente actuelle de l'Ain est en conformité (Mandier, 1988). L'encaissement a déterminé un système de terrasses, emboîtées dans les alluvions en rive gauche de l'Ain et partiellement étagées en rive droite où le substrat molassique et morainique affleure localement (Bravard, 1986). Le profil en long est assez irrégulier et reste, localement, contrôlé par des affleurements de grès molassique, et de moraines à blocs, progressivement exhumés par l'incision

historique du lit. L'Ain présente dans sa basse vallée une pente moyenne de 0,13 %. Zone de tressage au 19^e siècle, ce tronçon aval de piémont a subi une métamorphose au cours du 20^e siècle et présente aujourd'hui un tracé sinueux (taux de sinuosité de 1,22 en 1989) avec des secteurs de méandrage actif (Bravard *et al.*, 1991).



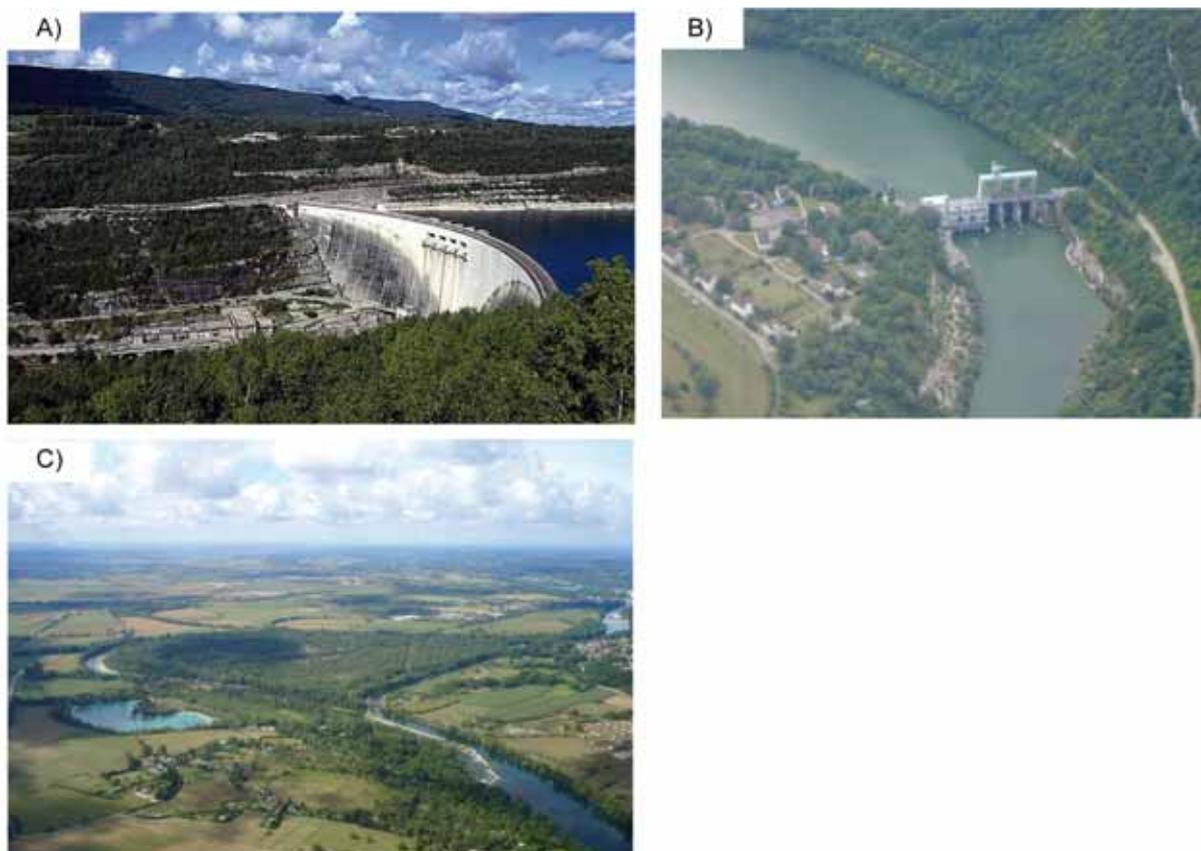
Cette rivière présente un module annuel de $123 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Son régime est irrégulier, torrentiel aux *maxima* de saison froide, avec des étiages estivaux inférieurs à $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et des crues dont le débit de fréquence centennale (calculé sur les débits naturels reconstitués) est estimé à $2750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur la période 1913-1977 (tab. 1.1). Son régime est qualifié de pluvial (Pardé, 1931 dans Piégay, 1995), voire pluvio-nival (Pagney, 1988) compte tenu du fait que les hautes eaux d'hiver s'étendent sur le début du printemps. Le régime actuel ne correspond cependant pas au régime naturel, du fait de la succession des barrages qui modifient les conditions d'écoulement.

Tableau 1.1 - Caractéristiques hydrologiques de l'Ain dans sa basse vallée aux stations hydrologiques de Pont d'Ain et de Chazey-sur-Ain établies sur la période 1959-2007 (source : banque HYDRO)

Caractéristiques	Station de Pont d'Ain	Station de Chazey -sur-Ain
Superficie du bassin versant (km ²)	2760	3630
Module (m ³ .s ⁻¹)	105	123
Module spécifique (m ³ .s ⁻¹ .km ²)	0.038	0.0338
Étiage (m ³ .s ⁻¹) ^a	16	18
Q2 (m ³ .s ⁻¹)	690	780
Q10 (m ³ .s ⁻¹)	1100	1200
Q50 (m ³ .s ⁻¹)	1500	1700
Hautes eaux	Déc. à mars	Déc. à mars

^a débit mensuel minimal annuel quinquennal sec

Ce cours d'eau comportait, avant 1930, un chapelet de petites usines entre Nozeroy et Loyette utilisant 26 % des 615 m de chute. Seules subsistent actuellement, dans la basse vallée, trois microcentrales (Bravard, 1985) (fig. 1.12B) : Neuville (14^e), Oussiat (19^e siècle) (photo. 1.2C) et Pont d'Ain (16^e siècle). Aucune usine n'a été maintenue en aval de Pont d'Ain, en raison de la faiblesse de la pente du cours d'eau (Combe, 1991). Alors que la basse vallée est assez peu aménagée, la partie amont concentre les grands aménagements hydroélectriques. Une chaîne de barrages, composée de cinq ouvrages construits entre 1928 et 1970, s'étend ainsi sur un linéaire de 45 km entre Vouglans et Allement. Nous observons ainsi, d'amont en aval (fig. 1.12 B), les ouvrages de Vouglans (1963-1969) (photo. 1.2A), Saut-Mortier (1962-1968), Coiselet (1968-1970), Cize-Bolozon (1928-1931) (photo. 1.2B) et Allement (1956-1960). Ils contribuent à la régulation des débits, à la production d'énergie hydroélectrique et au soutien d'étiage pendant la période estivale. Seul Vouglans, quatrième barrage français en termes de capacité de retenue, dispose de la capacité à laminier les crues, bien que le principal affluent de l'Ain, la Bienne, conflue en aval de cet ouvrage (photo. 1.2) ; il contrôle ainsi 30 % du bassin versant.



Photographie 1.2 – Les différents types de barrages présents sur l’Ain. (A) Barrage de Vouglans, l’ouvrage le plus imposant du cours d’eau (source : site internet www.Structurae.de) ; (B) barrage de Cize-Bolozon et (C) seuil de dérivation d’Oussiat

La richesse écologique de la rivière d’Ain atteint une importance considérable à l’échelle nationale. Elle est en effet considérée comme l’une des rivières les plus belles de France pour son peuplement d’Ombre commun (*Thymallus thymallus*), poisson particulièrement exigeant sur la qualité de son milieu, et elle représente désormais un refuge pour l’Apron, poisson classé dans la catégorie des espèces menacées. Rivière sinueuse à méandres libres ou divagants, elle génère par la mobilité de son lit une mosaïque de milieux riverains très diversifiés accueillant une flore et une faune de grand intérêt. L’Ain fait actuellement l’objet de nombreux efforts de conservation. On peut ainsi noter le classement du site de confluence Ain-Rhône par le décret du 3 décembre 1990, renforcé par un intérêt préfectoral en juin 1995 interdisant sur ce site la circulation des véhicules et des embarcations motorisés ainsi que le camping. De plus, un schéma directeur Bugey-Côtière-Plaine de l’Ain a été mis en place pour préserver la bande naturelle de l’ensemble de la basse vallée de l’Ain de toute urbanisation, ainsi qu’un SAGE (Schéma d’aménagement et de gestion des eaux), soumis à l’approbation préfectorale en 2003, et dont le territoire correspond à 16 % du bassin versant de l’Ain et concerne 40 communes.

C/ Cadre méthodologique : démarche et outils d'analyses

1. Échelles d'étude

Notre travail est essentiellement basé sur l'observation, la quantification de processus *in situ* et leur spatialisation. Pour permettre la compréhension du fonctionnement sédimentaire de la basse vallée de l'Ain, nous avons mené notre démarche à différentes échelles spatiales :

- à l'**échelle de la basse vallée de l'Ain** (50 km), ce qui permet de définir les tendances générales de chaque processus passé et présent et,
- à l'**échelle de tronçons fluviaux** (10 mètres à quelques kilomètres), ce qui permet d'affiner notre connaissance des logiques et des structures spatiales des processus pour mieux mettre en évidence les liens de causalité propres à chaque phénomène.

Cette approche spatialisée a été complétée par des analyses menées à différentes échelles temporelles :

- **diachronique**, sur un demi-siècle, pour déterminer l'effet des barrages sur les variables de contrôle de la basse vallée,
- **synchronique**, pour l'étude du budget sédimentaire et des capacités de transport,
- **évènementielle** pour l'analyse du transport solide.

2. Sources et outils de traitement de l'information

L'approche quantitative repose sur le traitement et l'analyse de données numériques relatives aux différents processus étudiés. Un volume de données conséquent est nécessaire pour permettre des exploitations statistiques, ce qui nécessite un travail important d'acquisition et de gestion.

2.1. Sources d'information

Les données utilisées dans le cadre de cette thèse proviennent, pour l'essentiel, de mesures effectuées *in situ* et de l'exploitation de photographies aériennes sous système d'information géographique (SIG).

Les mesures de terrain utilisées sont variées et ont principalement concerné la topographie (profils en long, MNT de bancs de galets, mesures de hauteurs de berges), la granulométrie (échantillonnage des couches de surface et de sub-surface) et la quantification du transport solide (utilisation de chaînes d'érosion et de traceurs). Concernant les mesures granulométriques, l'axe b a été considéré. Il s'agit du second axe le plus long d'une particule.

Toutes ces acquisitions ont été intégrées dans un SIG (*ArcGis 9.3*) pour être croisées avec d'autres informations. L'utilisation d'un SIG a été essentielle pour la cartographie et l'analyse spatiale des

données. Ce SIG avait déjà été en partie construit dans le cadre de travaux précédents (Piégay *et al.*, 2000 ; Rollet, 2002 ; Dufour, 2005). De nouvelles données ont été produites à partir de l'exploitation de photographies aériennes numérisées et de leur superposition. Les fonctions principales utilisées pour cette analyse spatiale et diachronique ont été variées : digitalisation manuelle, géoréférencement en Lambert II étendu, calculs de distances, de superficies, segmentation des données. De plus, l'utilisation de nombreux scripts, accessibles à partir du site internet d'ESRI (<http://support.esrifrance.fr>), a permis l'automatisation de certaines procédures.

Ces informations ont été complétées par les apports bibliographiques constitués de toute la littérature scientifique concernant le site d'étude : études géomorphologiques, thèses, mémoires, articles scientifiques ...

2.2. Traitement statistique des données

Les calculs ont été réalisés à l'aide du logiciel StatView (version 5) pour les métriques descriptives ainsi que pour les tests statistiques (Baron et Vang, 1996). Les tests de stationnarité ont été effectués à l'aide d'un programme développé par E. Leblois, du Cemagref de Lyon (UR Hydrologie-Hydraulique).

2.2.1. Métriques descriptives

La description des variables simples a été effectuée par utilisation de la moyenne dans le cas de données normalement distribuées, et de la médiane lorsque la distribution des données ne suivait pas une loi normale. Dans ce dernier cas, le mode de représentation retenu est le graphique en boîte (boîtes à moustaches ou *box plot*) qui indique la médiane, ainsi que les 10^e, 25^e, 75^e et 90^e centiles d'une variable (fig. 1.13).

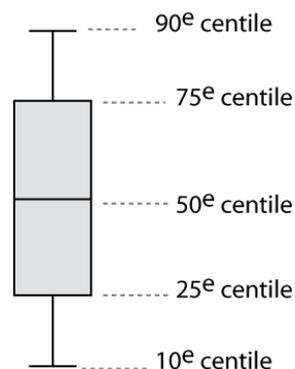


Figure 1.13 - Interprétation des graphes en boîte

2.2.2. Tests statistiques, relations bivariées et significativité statistique

Plusieurs tests statistiques permettent d'estimer la significativité des différences entre plusieurs groupes de données. L'ensemble des tests réalisés a été effectué sur des jeux de données non normalement distribuées. Lorsqu'il s'agit de groupes de données non appariés (ex : comparaison

d'une même variable sur deux secteurs différents), nous avons retenu le test non paramétrique de Mann Whitney. Quand, au contraire, la comparaison portait sur des groupes de données appariés (ex : comparaison diachronique d'une même variable sur le même secteur), nous avons utilisé le test non paramétrique de Wilcoxon.

L'intensité des relations entre une variable dépendante (à expliquer) et une variable indépendante (explicative) a été mesurée à partir de régressions simples (linéaires, exponentielles ou logarithmiques). La qualité de la relation est renseignée par le coefficient de détermination (R^2) représentant la part de la variabilité expliquée par le modèle.

La significativité statistique, pour ces analyses, est mesurée par le niveau de probabilité p . Ce niveau représente la probabilité d'erreur liée à l'acceptation d'un résultat observé comme valide, c'est-à-dire comme représentatif de la population. La valeur seuil de p est conventionnellement fixée à 0,05 (Schwartz, 1994). Dans la plupart des cas, la valeur précise de ce paramètre a été indiquée dans le texte et figure de façon qualitative sur les graphiques associés : S pour significatif et NS pour non significatif.

Chapitre 2

Étude des changements fluviaux contemporains dans la basse vallée de l'Ain

L'Ain, comme la plupart des cours d'eau du quart Sud-Est de la France a connu, depuis la fin du 19^e siècle, de profondes modifications morphologiques : disparition des secteurs en tresses, rétraction de la bande active, incision.

La problématique de cette partie est d'identifier les effets potentiels d'une chaîne de barrages sur la morphologie d'un cours d'eau dont les variables de contrôle ont été profondément modifiées depuis la fin du 19^e siècle. L'objectif est ainsi double. Il s'agit tout d'abord d'analyser finement la trajectoire contemporaine du cours d'eau en se focalisant sur deux paramètres d'ajustement (la largeur et le profil en long) pour ensuite essayer de distinguer au sein de cette trajectoire les effets des barrages sur les variables de contrôle (charge de fond depuis 1931 et débit depuis 1968) et sur les ajustements morphologiques qui ont pu en découler.

Chapitre 2 – Partie 1

Évolution générale de la bande active de l'Ain depuis la fin du 19^e siècle

A/ Évolution au cours du 20^e siècle : synthèse bibliographique

1. Changements morphologiques observés
2. Causes potentielles évoquées

B/ Evolution verticale du lit de l'Ain (1856-1999)

1. Choix des techniques mises en œuvre
2. Éléments méthodologiques pour la comparaison diachronique de profils en long
3. Evolution verticale du lit de l'Ain
4. Conclusion

C/ Évolution en plan de la bande active de la basse vallée

1. Matériel et méthode
2. Analyse diachronique de l'évolution en plan de la bande active
3. Analyse spatiale de l'évolution en plan de la bande active
4. Vers la maturation d'un style fluvial à chenal sinueux ?

D/ Synthèse de l'évolution morphologique de la basse vallée et discussion des facteurs la contrôlant

1. De la fin du 19^e au milieu du 20^e siècle : la métamorphose fluviale
2. 1945-1954 : la rétraction de la bande active
3. Ajustements récents

A/ Évolution au cours du 20^e siècle : synthèse bibliographique

La métamorphose fluviale de l'Ain a déjà été largement décrite et commentée depuis la première étude PIREN de 1986 (Roux *et al.*, 1986) jusqu'au travail de Dufour (2005) (Bravard *et al.*, 1989 ; Fagot *et al.*, 1989 ; Bravard *et al.*, 1991 ; Piégay *et al.*, 2000). Une synthèse des précédents travaux permet, dans un premier temps, de définir l'ensemble des processus et des facteurs susceptibles d'expliquer les profondes modifications morphologiques enregistrées par l'Ain depuis la fin du 19^e siècle. En partant de ces constatations, et en les complétant par une nouvelle analyse critique des données relatives à l'incision et à l'évolution en plan du chenal, nous procédons dans un second temps à une analyse spatiale et temporelle fine de l'évolution de la basse vallée depuis 1945 dans le but de démêler les différents facteurs responsables des ajustements récents (*cf.* paragraphes B et C).

1. Changements morphologiques observés (19^e - 20^e siècle)

D'après les documents cartographiques disponibles (carte de Cassini, plans partiels de 1788 et de l'an 7 élaborés respectivement par les ingénieurs Céard et Monrochet puis cartes d'État Major (fig. 2.1)), Bravard *et al.* (1991) observent que l'Ain adoptait, de la fin du 18^e au début du 20^e siècle, un style en tresses. Celui-ci était caractérisé par des bras multiples, de vastes bancs caillouteux et des îles boisées (Fagot *et al.*, 1989 ; Bravard *et al.*, 1991). Ce paysage était probablement le résultat de la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire et de la fragilisation des versants largement défrichés, comme cela est observé sur la plupart des vallées alpines (Peiry, 1988 ; Bravard *et al.*, 1989 ; Bravard et Peiry, 1993). Les productions sédimentaires par érosion des versants, tout comme la charge de fond des cours d'eau, étaient alors abondantes. Durant cette période, le paysage fluvial était certainement très différent de l'actuel. Bravard *et al.* (1989) ont ainsi pu retrouver, outre de rares documents iconographiques, des témoignages écrits explicites décrivant un paysage de cours d'eau torrentiel qui « se fragmente en divers bras dans lesquels s'enfoncent les pêcheurs de truite » (Morand, 1929, cité dans Bravard *et al.*, 1989) et dont les crues violentes « (...) trop souvent recouvrent et déplacent



Figure 2.1 - Extrait de la carte d'État Major du secteur Varambon-Mollon, levée par les officiers du corps d'État Major et publiée par le Dépôt de la Guerre en 1843 (échelle au 1/80 000)

les bancs mobiles de la rivière » (de Quinsonas, 1858 cité dans Bravard *et al.*, 1989). Ces observations sont accréditées par les documents cartographiques du 19^e siècle, sur lesquels l'Ain présente en effet de larges chenaux (entre 100 et 500 mètres en moyenne). Ce style en tresses est le résultat de la conjugaison de fortes pentes, d'une charge importante en provenance de l'amont, et de débits de crue violents et contrastés (Bravard *et al.*, 1989).

Durant la première moitié du 20^e siècle, après une incision généralisée et sévère du chenal entre 1856 et 1920, estimée de l'ordre de 1,1 à 6,25 cm.an⁻¹ (Piégay *et al.*, 2000), le profil en long s'est stabilisé et l'enfoncement du lit ne s'est plus manifesté que sur les extrémités amont ou aval de la basse vallée. Le tracé en plan du cours d'eau s'est simplifié au profit de méandres mobiles qui se développaient et se recoupaient en une dizaine d'années au sein d'une large bande active (Roux *et al.*, 1986 ; Bravard *et al.*, 1989 ; Fagot *et al.*, 1989 ; Piégay *et al.*, 2000). Bravard *et al.* (1991) notent que ce style en tresses est encore observable sur des cartes de 1931 et que la disparition de ce style, qui se traduit notamment par une forte diminution surfacique des îles, voire par leur disparition totale, est observable dès 1945 sur les clichés photographiques (fig. 2.2).

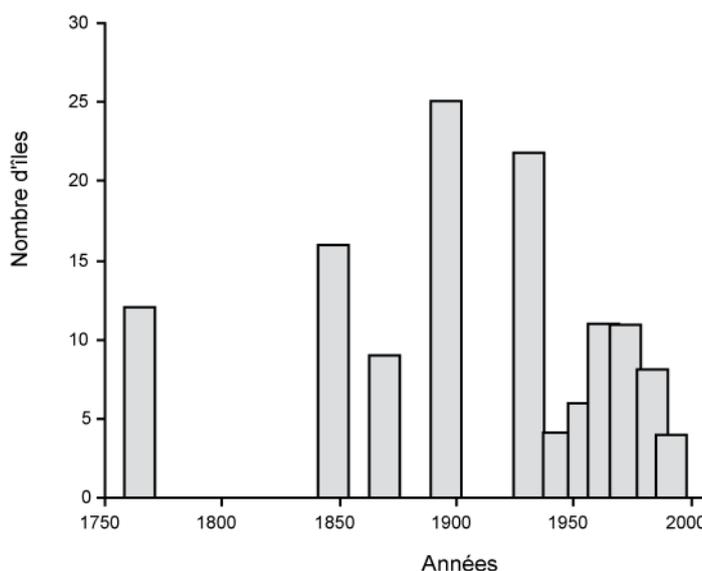


Figure 2.2 - Évolution du nombre d'îles présentes dans la bande active de la basse vallée de l'Ain de 1776 à 1989 (d'après Bravard *et al.*, 1991)

Dans les années 1950-1975, l'Ain a adopté un style sinueux à lit unique, présentant localement des développements de méandres conséquents, comme par exemple à proximité du confluent (Bravard *et al.*, 1989). Du fait de nombreux recouvrements naturels ou artificiels, ces grands méandres ont ensuite disparu pour céder la place depuis quelques décennies à des sinuosités de faible amplitude. Cette simplification du style fluvial s'est accompagnée d'une rétraction de la bande active, les bancs étant progressivement et durablement colonisés par de la végétation pionnière caractérisée par des saules et des peupliers. Cette période de rétraction a été observée sur de nombreux cours d'eau du bassin rhodanien, qu'il s'agisse d'importants cours d'eau de piedmont (bassin versant > 1000 km²) ou de torrents (Liébault et Piégay, 2002). Les causes de cette évolution ont déjà été recensées et il est possible de les distinguer les unes des autres en étudiant à la fois les gradients temporels et spatiaux des processus d'ajustement (tab. 2.1).

Tableau 2.1 - Causes de la rétraction des bandes actives (Liébault et Piégay, 2002)

Influence	Facteurs	Causes	Remarques
Amont	Réduction du transport solide	<ul style="list-style-type: none"> ■ Fin du Petit Age Glaciaire (1850/1880) ■ Construction de barrages ■ Végétalisation du bassin versant (spontanée ou plantation) 	Réduction des apports antérieure à la rétraction (temps de réponse)
		<ul style="list-style-type: none"> ■ Correction torrentielle 	Rétraction progressive vers l'aval depuis les sources sédimentaires
Locale	Réduction du régime de crue	<ul style="list-style-type: none"> ■ Fin du Petit Age Glaciaire (1850/1880) ■ Construction de barrages ■ Végétalisation du bassin versant (spontanée ou plantation) 	Végétalisation et rétraction synchrones
	Végétalisation de la plaine alluviale	Modification des pratiques agricoles	Végétalisation et rétraction synchrones
	Incision du chenal	Extraction, dégraisement des bancs	Incision antérieure à la végétalisation du lit mineur Rétraction progressive depuis le site d'extraction

Depuis 1976, les processus d'incision ne sont pratiquement plus perceptibles à partir de l'étude des profils en long ou restent très localisés du fait de recouvrements de méandres par exemple. Aucun ouvrage de franchissement n'a d'ailleurs été sérieusement endommagé depuis 50 ans hormis les piles des ponts de Priay et de Gévrioux, qui ont fait l'objet de travaux de protection respectivement en 1979 et 1985 (Piégay *et al.*, 2000).

2. Causes potentielles évoquées

Cette métamorphose fluviale observée, qui se traduit à la fois par une rétraction de la bande active et une incision du chenal, est le résultat de la conjonction complexe de différents facteurs (fig. 2.3).

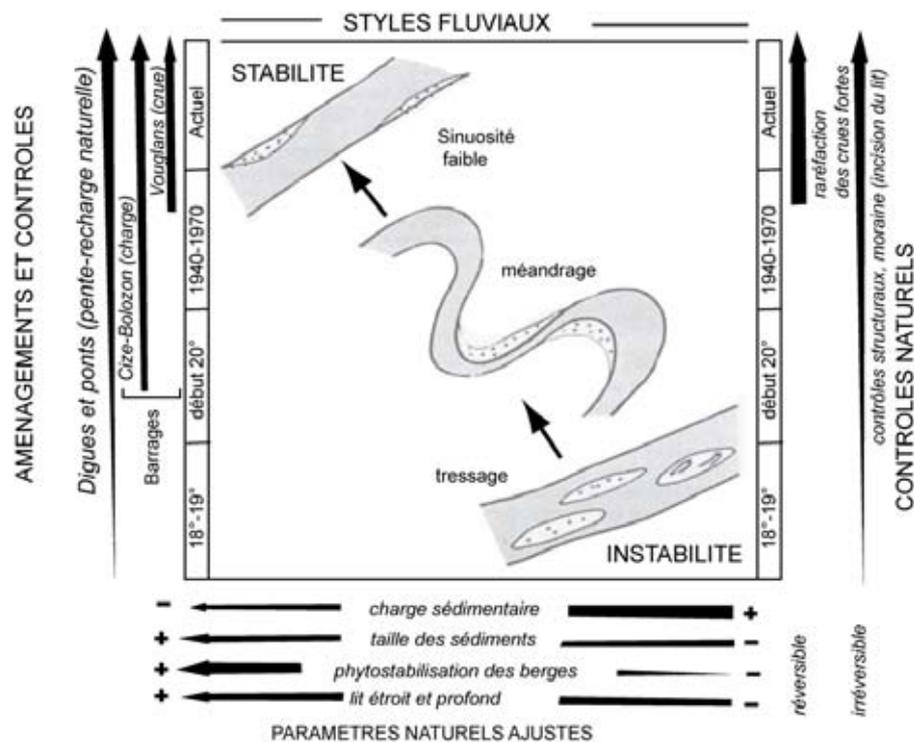


Figure 2.3 - Les facteurs naturels et anthropiques de la métamorphose de l'Ain (Fagot et al., 1989)

Les premières études ont analysé le changement de style géomorphologique comme étant une réponse du chenal à des conditions nouvelles de charge et de débit (Bravard, 1986), le méandrage et l'incision étant deux formes conjointes de dissipation d'énergie (Fagot et al., 1989). Le méandrage de la rivière d'Ain se traduit en effet par un allongement du chenal qui permet une réduction de la pente et donc de la vitesse d'écoulement. La rivière dissipe ainsi l'énergie en excédent de celle dépensée dans le frottement et dans le transport de la charge. Une augmentation de l'énergie nette du cours d'eau a été très probablement causée par une réduction contemporaine de la concentration totale en sédiments (Bravard et al., 1986). Ces derniers auteurs soulignent que l'excédent d'énergie provient probablement d'un tarissement de la charge de fond. Les facteurs susceptibles d'avoir modifié les entrées sédimentaires et, par extension, le débit solide, sont multiples (fig. 2.4). Les facteurs externes (reboisement des bassins versants, construction d'ouvrages sur les affluents) ont peut être déclenché la métamorphose du système alors que les causes internes (construction de seuils et ouvrages dans la vallée, extractions, protections de berge, recoupements) ont influencé l'amplitude du processus (Piégay et al., 2000).

La colonisation végétale et, par extension, le processus de rétraction de la bande active ont enfin pu être facilités par une réduction des débits et plus spécifiquement des pics de crues, à la suite de modifications climatiques d'ordre naturel résultant de la fin du Petit Age Glaciaire, ou d'ordre anthropique à la suite de la construction du barrage de Vouglans en 1968 (Bravard *et al.*, 1989 ; Fagot *et al.*, 1989 ; Piégay, 1995 ; Piégay *et al.*, 2000). Si les causes potentielles ont bien été identifiées, compte tenu des données factuelles dont on dispose, l'importance de chacune d'entre elles n'a pas pu être déterminée.

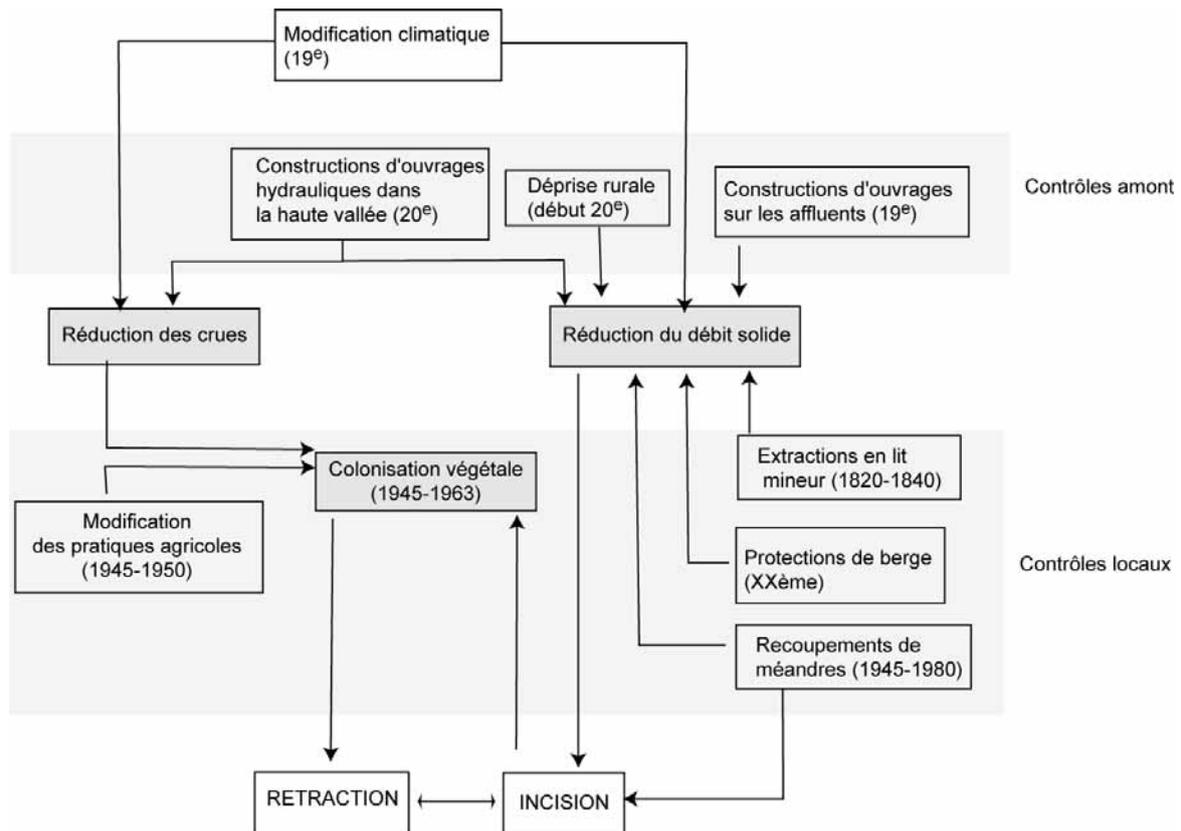


Figure 2.4 - Recensement des facteurs susceptibles d'avoir influencé l'évolution de la bande active de l'Ain depuis le début du 20e siècle

Une démarche complémentaire basée sur des analyses quantitatives a permis de mettre en avant d'autres facteurs (Piégay, 1995 ; Dufour, 2005). Ces auteurs ont ainsi remarqué que le paroxysme du processus de rétraction de la bande active avait un lien chronologique très étroit avec la recolonisation de la plaine à la suite de la modification des pratiques agro-sylvo-pastorales et que cette rétraction ne se manifeste que sur une courte période. Ils en déduisent ainsi que des facteurs locaux structurants (particularités géomorphologiques, biologiques, actions anthropiques) ont également pu intervenir dans le contrôle de la géométrie des lits fluviaux. Cette idée repose notamment sur le constat d'un lien existant entre l'évolution de la largeur du lit et le développement du couvert végétal du corridor ainsi que sur l'absence de relation directe entre l'incision du chenal et la colonisation végétale aussi bien sur l'Ain (Dufour, 2005) que d'autres affluents du Rhône (Piégay *et al.*, 2003).

Jusqu'à présent sur l'Ain, hormis les travaux de Dufour (2005) portant sur l'évolution du corridor forestier, les pas de temps d'analyse n'ont pas permis de procéder à une analyse temporelle fine des

ajustements récents (depuis 1945) autorisant une hiérarchisation de l'ensemble des facteurs recensés. Afin d'affiner la compréhension des ajustements morphologiques récents, nous avons concentré notre analyse sur l'étude de deux paramètres morphologiques particulièrement sensibles à moyen terme (décennie-séculaire) à l'évolution des conditions hydrologiques et sédimentaires (Knighton, 1984) et faciles à appréhender à partir des documents d'archives à notre disposition : le profil en long du chenal et la largeur de la bande active.

B/ Évolution verticale du lit de l'Ain (1856-1999)

1. Choix des techniques mises en œuvre

L'analyse diachronique de l'évolution verticale d'un cours d'eau à l'échelle de plusieurs décennies peut être abordée par différents procédés. Nous pouvons distinguer les techniques qualitatives et quantitatives. Les premières sont basées sur le recensement d'éléments permettant de définir les tendances générales de l'évolution verticale d'un cours d'eau (ex : archives de travaux effectués pour la stabilisation d'ouvrages, comparaison qualitative de photographies obliques (Landon, 1996)). Les analyses quantitatives reposent sur des mesures de terrain, par comparaison des niveaux de terrasses alluviales (d'âge connu) à celui du fond du chenal (ex : Piégay *et al.*, 1997), sur la détermination des hauteurs d'affouillement ou des confortements d'ouvrages (Landon, 1996) ou encore sur la comparaison de points altimétriques issus de documents anciens et récents. Dans ce dernier cas, la nature des documents à partir desquels les données altimétriques sont obtenues sont multiples : relevés bathymétriques, reconstitutions de MNT par photogrammétrie, profils en long (Landon, 1999).

Les relevés bathymétriques : Il s'agit de mesures de la hauteur d'eau, permettant la reconstitution de la topographie du lit mouillé (Higgins *et al.*, 2007). Il est rare d'obtenir des relevés bathymétriques anciens pouvant servir de référence sauf sur de grands cours d'eau (Raccasi, en cours) et aucun, à notre connaissance, n'a été établi sur l'Ain.

Les reconstitutions de MNT par photogrammétrie résultent de l'application de la technique photogrammétrique sur des couples de photographies aériennes stéréoscopiques qui permettent une restitution des images en trois dimensions (Westway *et al.*, 2003 ; Ferguson, sous presse ; Lejot *et al.*, 2007). Cette technique est souvent utilisée en géomorphologie, ainsi que dans d'autres sciences environnementales, notamment pour la quantification de processus morphologiques tels que les laves torrentielles (Veyrat-Charvillon, 2005), les glissements de terrain (Casson, 2004), l'érosion de versant (Raclot *et al.*, 2005) ou la restitution des formes fluviales (Westway *et al.*, 2003, Ferguson, 2007 ; Lejot *et al.*, 2007). Ses avantages sont nombreux (Lane *et al.*, 1993) :

- augmenter la densité des points de mesure en comparaison avec les autres techniques;
- réaliser les mesures sans être physiquement présent sur le site lorsque celui-ci est dangereux ou lorsqu'il existe un risque de destruction des formes et, enfin, le plus intéressant dans notre cas,
- procéder à des études diachroniques des processus sans qu'il soit nécessaire de disposer de levés topographiques anciens.

La résolution des images aériennes scannées étant de l'ordre de 50 cm (source : IGN), il est possible d'enregistrer des processus dont l'amplitude est supérieure à cette maille. Or, les amplitudes médianes des mouvements verticaux mis en évidence, sur l'Ain, dans de précédents travaux (Piégay *et al.*, 2000) par la comparaison des profils en long, sont de l'ordre de 24 à 46 cm. Nous avons ainsi tenté d'appliquer cette technique à différentes séries de clichés (1963, 1980 et 2000), rectifiés dans le but de mettre en évidence les évolutions verticales du chenal en eau les plus conséquentes.

Travaillant dans les limites d'application de cette technique, nous avons rencontré de nombreux problèmes méthodologiques qui ne nous ont pas permis d'obtenir les résultats escomptés et ont contribué à la dégradation de cette résolution initiale. Les clichés anciens (1963 et 1980) sont d'assez mauvaise qualité, présentant de nombreuses rayures et de mauvais contrastes. Il ne nous a pas été possible d'obtenir les certificats de calibration correspondant aux clichés de 1963, l'IGN en ayant perdu la trace. De plus, seul un secteur était susceptible de pouvoir être traité (méandre d'Oussiat) en raison de sa stabilité latérale et de la permanence d'un banc de galets servant de surface de comparaison. Or ce secteur ne remplit pas l'ensemble des conditions nécessaires pour l'application de cette technique : il s'agit d'une zone très boisée, présentant peu de points d'amers (bâtiments, carrefours routiers, arbres isolés, ponts). Enfin, sur l'ensemble des clichés utilisés, l'objet d'étude (bande active) est localisé en coin de photographie, zone de déformation géométrique maximale due à l'optique de l'appareil photo et au scanner utilisé lors de la numérisation des images. Tous ces biais n'ont pas permis de réaliser un recalage planimétrique satisfaisant des clichés. Les MNT et orthophotos générés présentaient ainsi une résolution altimétrique d'un mètre. Celle-ci étant trop élevée pour pouvoir extraire des résultats significatifs, nous n'avons pu aller au bout de l'exploitation des résultats obtenus.

Les profils en long (Landon, 1999 ; Antonelli, 2002) : compte tenu des données disponibles, seule cette technique était finalement utilisable dans notre cas. Nous avons travaillé sur les profils déjà étudiés dans le cadre du rapport 2000 et procédé à une analyse critique des résultats.

2. Éléments méthodologiques pour la comparaison diachronique de profils en long

L'ensemble des profils en long anciens existant sur la basse vallée de l'Ain a été recensé (tab. 2.1) et exploité lors de l'étude géomorphologique réalisée pour le compte du SIVU en 2000 (Piégay *et al.*, 2000). Aucune de ces données ne nous renseigne sur l'évolution verticale du chenal en amont de Pont d'Ain, les profils ne débutant au mieux qu'à partir du seuil de Pont d'Ain.

Tableau 2.1- Profils topographiques disponibles couvrant la basse vallée de l'Ain (d'après Piégay *et al.*, 2000)

Types	Sources	Réseau de nivellement	Années	Secteurs	Longueur (km)	Débits moyens journaliers ⁽⁸⁾ (m ³ .s ⁻¹)
P.L. ⁽¹⁾	P.C. ⁽³⁾	Bourdalouë	1856	Pont d'Ain-Rhône	38,2	Etiage
P.L.	G.F.H. ⁽⁴⁾	Lallemand	1920	Pont d'Ain-Rhône	41,35	?
P.L.T. ⁽²⁾	D.D.E. ⁽⁵⁾	IGN69	1976	Pont d'Ain-St Maurice de Gourdans	40,58	7,5 à 20,6
P.L.T.	C.N.R. ⁽⁶⁾	IGN69	1986/87	Gévrieux-St Maurice de Gourdans	26,65	30 à 225
P.L.	C.N.R.S. ⁽⁷⁾	IGN69	1999	Pont d'Ain-Rhône	42,16	18 à 24

(1) Profil en long de ligne d'eau

(2) Profil en long de ligne d'eau réalisé à partir de profils transversaux

(3) Ministère des Ponts et Chaussées, Service des inondations

(4) Levé pour le service des Grandes Forces Hydrauliques par le Service du Nivellement Général de la France.

(5) Levé pour la Direction Départementale de l'Équipement de l'Ain par C. Perdrix (géomètre expert)

(6) Levé par la Compagnie Nationale du Rhône pour le compte du syndicat Intercommunal pour la protection et la mise en valeur de la Rivière d'Ain

(7) Levé par le C.N.R.S. dans le cadre de l'étude géomorphologique (Piégay *et al.*, 2000)

(8) Débits moyens journaliers enregistrés à Chazey-sur-Ain (Données DIREN)

Effectuer un bilan de l'évolution des profils en long des cours d'eau suppose de disposer d'une information suffisante et fiable (Landon, 1999). Les données topographiques dont nous disposons étant très hétérogènes (densité de points, système de nivellement, différence de débits...), trois principaux problèmes ont dû être résolus avant de pouvoir procéder à une analyse diachronique :

- les différences de débits lors des levés,
- la superposition des points de mesure rendue délicate par la mobilité latérale du cours d'eau,
- l'hétérogénéité des caractéristiques de chaque profil (système de nivellement, précision des profils).

Nous avons donc apporté des compléments aux corrections effectuées dans le cadre de l'étude géomorphologique (tab 2.2).

Tableau 2.2 – Questions méthodologiques soulevées pour la comparaison diachronique des profils et réponses apportées dans le cadre de l'étude de 2000 (Piégay et al.) ainsi que dans le cadre du présent travail de recherche

Sources d'erreurs méthodologiques	Traitements effectués en 2000	Apports présents
Variabilité des débits	Correction des hauteurs d'eau des profils de 1987	Recherche des gammes de débits correspondant à chaque profil de ligne d'eau ancien Analyse des impacts des différences de débits de faible amplitude et détermination des marges d'erreur
Variation de la longueur du cours d'eau	Recalage spatial des profils à partir de points fixes Détermination de la qualité de ces recalages par secteur	Détermination des points strictement comparables
Hétérogénéité des systèmes de nivellement	Correction	

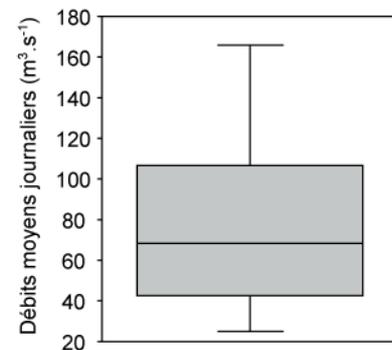
2.1. Variabilité des débits

La variabilité des débits entre différents relevés soulève deux problèmes : la connaissance des dates des relevés et débits correspondants et l'évaluation de la marge d'erreur liée aux différences de débits lors des relevés en condition d'étiage.

2.1.1. Dates et débits des levés

L'accès à ces informations ne pose problème que pour les profils anciens (1856 et 1920). Les profils récents, sauf 1987, ont été réalisés pour des débits d'étiage. Pour permettre les comparaisons diachroniques, nous devons nous assurer que les profils anciens aient bien été levés dans les mêmes conditions d'étiage. Concernant le profil de 1856, nous ne connaissons ni la date ni le débit, mais la mention « étiage » figure sur ces documents. En revanche, les dates de levé apparaissent sur le profil de 1920. Cependant, dans la mesure où les chroniques de débits moyens journaliers aujourd'hui accessibles ne débutent qu'en 1959, le débit correspondant n'est pas connu. Nous avons ainsi dû extrapoler une gamme de débits probables correspondant aux dates des levés du profil de 1920, à savoir du 12 au 28 mai. Pour cela, la distribution des débits a été analysée sur cette période entre les années 1959 et 1968, c'est-à-dire avant la construction du barrage de Vouglans. Cette technique permet de déterminer que plus de 50 % des débits observés sont inférieurs à $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (fig 2.5). Ainsi, même si nous ne connaissons pas avec précision les valeurs des débits des profils de 1856 et 1920, nous considérerons par la suite qu'ils ont été réalisés dans des conditions proches des conditions d'étiage.

Figure 2.5 - Distribution des débits de l'Ain à la station de Chazey-sur-Ain entre les 12 et 28 mai de 1959 à 1968



2.1.2. Détermination de la marge d'erreur

Dans le cadre du rapport rédigé en 2000 (Piégay *et al.*, 2000), le problème lié aux différences de débits n'a été considéré que pour les profils de 1987, en aval de Gévrieux et jusqu'à la confluence, ceux-ci ayant été réalisés pour des débits supérieurs au module ($120 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) (tab. 2.1).

Cependant, s'assurer que l'ensemble des profils de ligne d'eau ait effectivement été levé pour des débits considérés comme débits d'étiages ne semble pas une précaution suffisante. En effet, même de faibles différences de débits, pourtant tous considérés comme « d'étiage », sont susceptibles de générer des différences d'altitude lors de comparaisons diachroniques. La plupart des levés correspondent à des débits variant de 7 à $30\text{-}50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Afin d'évaluer la marge d'erreur, les écarts altitudinaux liés à ces variations de débit ont été évalués grâce aux courbes hauteurs-débits réalisées au niveau des deux stations de jaugeage, de Pont d'Ain et Chazey-sur-Ain.

Dans le cadre de la comparaison diachronique des profils en long, la différence altitudinale liée aux différences de débits d'étiage (0,03 à 0,50 m) reste inférieure, dans tous les cas, aux amplitudes maximales des exhaussements ou des incisions (1,3 à 3,32 m) observés sur les profils (tab. 2.3).

Cette différence est cependant supérieure aux amplitudes minimales des processus observés qui ne peuvent donc plus être considérés comme avérés. La limitation la plus importante, induite par les écarts de débits, concerne la période 1920-1976, où la marge d'erreur liée à ces variations est de 50 cm.

Tableau 2.3 – Écarts altitudinaux (ΔZ) moyens mesurés au droit des stations de jaugeage de Chazey-sur-Ain et Pont d'Ain relatifs aux écarts de débits d'étiages et amplitudes maximales, minimales et médianes des évolutions verticales des profils de ligne d'eau observées sur différentes périodes

Périodes	Gammes de débit (m ³ .s ⁻¹)	ΔZ moyen (m)	Variations altitudinales du lit		
			Amplitudes maximales (m)	Amplitudes minimales (m)	Amplitudes médianes (m)
1856-1920	?	?	3,32	0,03	1,6
1920-1976	60-7,5	0,5	2,72	0,03	0,55
	60-20	0,28			
1976-1986	7,5-30	0,38	1,29	0	0,28
	20-30	0,16			
1986-1999	30-18	0,19	1,3	0,07	0,46
	30-24	0,12			
1976-1999	7,5-18/24	0,18 / 0,26	1,17	0,08	0,24
	20-18/24	0,03 / 0,04			

La seule mention « débit d'étiage » n'est ainsi pas suffisante pour pouvoir éluder la question des variations de débits lors des différents levés. Il est important de définir les marges d'erreur liées à ces variations et de définir ainsi l'amplitude à partir de laquelle les valeurs observées d'après la comparaison des profils sont réelles ou partiellement erronées.

2.2. Recalage spatial et correspondance des points de mesure

La comparaison des profils en long se heurte également à deux problèmes relatifs à la répartition des points de mesure : la comparaison des secteurs mobiles et les différences de densité des points de mesure.

2.2.1. Prise en compte de la variabilité de la longueur des secteurs mobiles

Lors de l'étude géomorphologique, Piégay *et al.* (2000) ont observé que la longueur du chenal varie fortement d'un levé à l'autre (tab. 2.1). Ces variations s'expliquent par une modification du tracé en plan (recoupements ou accentuations de méandres), par la précision plus ou moins importante des opérateurs (nombre de points par kilomètre de cours d'eau) ou encore par les cheminements retenus par ces derniers, notamment lorsque des îlots sont présents dans le chenal. Sur plusieurs tronçons,

les distances entre les points fixes (piles de pont, dans la plupart des cas) varient sensiblement (plus de 5 % de la longueur initiale) entre les dates d'observation (fig. 2.6)

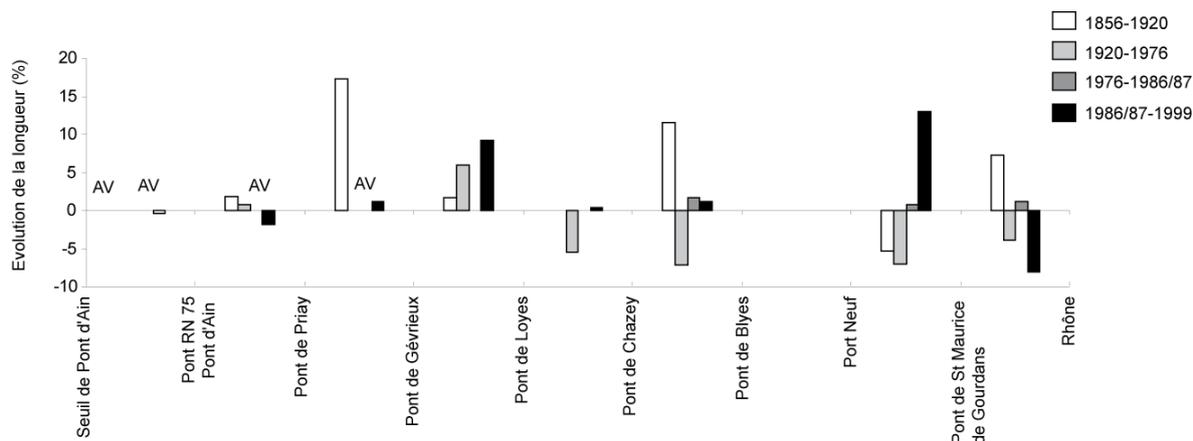


Figure 2.6 - Variation de la longueur du chenal en eau sur les périodes 1856-1920, 1920-1976, 1976-1986/87, 1986/87-1999 (Piégay et al., 2000)

Ce premier problème a été résolu par un recalage des profils à partir des points fixes (ponts, seuils, confluences), les points des profils n'appartenant pas à des espaces de comparaison communs ont été supprimés (Piégay et al., 2000). Il en résulte des données dont l'indice de confiance pour le recalage (spatial) est très variable, allant d'un bon recalage des données à un recalage douteux, et rendant leur comparaison complexe selon les périodes considérées. Alors que la qualité du recalage longitudinal de certains de ces tronçons était contestable, ces derniers ont été intégrés dans l'analyse de l'évolution verticale du cours d'eau faite en 2000. Dans le cadre de notre travail, nous avons décidé de supprimer les points litigieux, notés comme douteux.

2.2.2. Prise en compte des différences de densité des points de mesure

Le second problème méthodologique est induit par la variabilité du pas d'échantillonnage et donc du niveau de détail de chacun des profils étudiés (tab. 2.4). Ainsi, les profils les plus détaillés présentent des formes (ex : alternance seuil-mouille) qui ne sont pas visibles sur les profils moins détaillés auxquels ils sont comparés. L'évolution de ces formes, absentes sur un des deux profils, ne peut donc pas être déterminée.

Tableau 2.4 - Niveau de détail des différents profils en long de ligne d'eau avant et après la correction spatiale

Années	N (nombre de points)	L (longueur du profil en km)	Densité des points (nombre de points par km)	N après correction (nombre de points)	Densité des points après correction (nombre de points par km)
1856	57	38,21	1,49	43	1,17
1920	69	41,35	1,66	27	0,68
1976	35	40,58	0,86	29	0,74
1986/87	54	26,81	2,01	17	0,66
1999	271	41,84	6,48	48	1,77

Dans le cadre de la comparaison diachronique, nous n'avons conservé que les points de profil comparables afin de ne considérer que les évolutions verticales réelles et non celles observées par interpolation du fait d'absence de points communs (fig. 2.7). Cette simplification des profils présente cependant l'inconvénient de réduire le nombre de points par couple de profils (tab 2.4).

Concrètement, trois configurations ont été rencontrées (fig. 2.7) :

- les points entre les deux profils comparés sont parfaitement concordants (ex : point A), auquel cas les deux points sont conservés,
- les points à comparer présentent un léger décalage spatial (<200 m) et dans ce cas, un point supplémentaire a été généré par interpolation linéaire (ex : points B et B'),
- Un des deux profils ne présente aucun point comparable à moins de 200 m, et le point est alors supprimé (ex : point C).

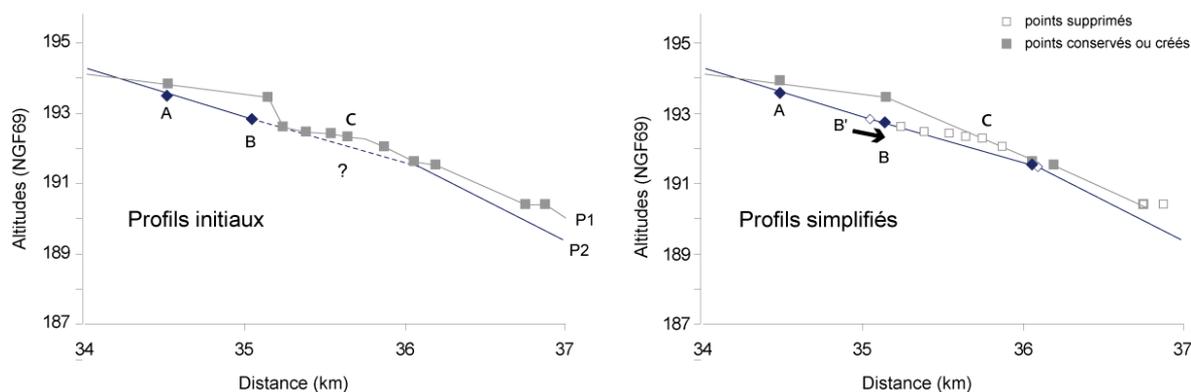


Figure 2.7 – Illustration du procédé de simplification des profils appliqué pour chaque couple de profils comparés

3. Evolution verticale du lit de l'Ain

3.1. Amplitude et temporalité de l'incision du chenal de l'Ain

L'ajustement vertical du chenal drainant la basse vallée a été le plus important entre 1856 et 1976 (fig. 2.8A). Le lit semble se stabiliser à partir de 1976, lorsque moins de 50 % des incisions observées sont significatives, dans le sens où celles-ci sont supérieures aux marges d'erreur inhérentes à la méthode utilisée.

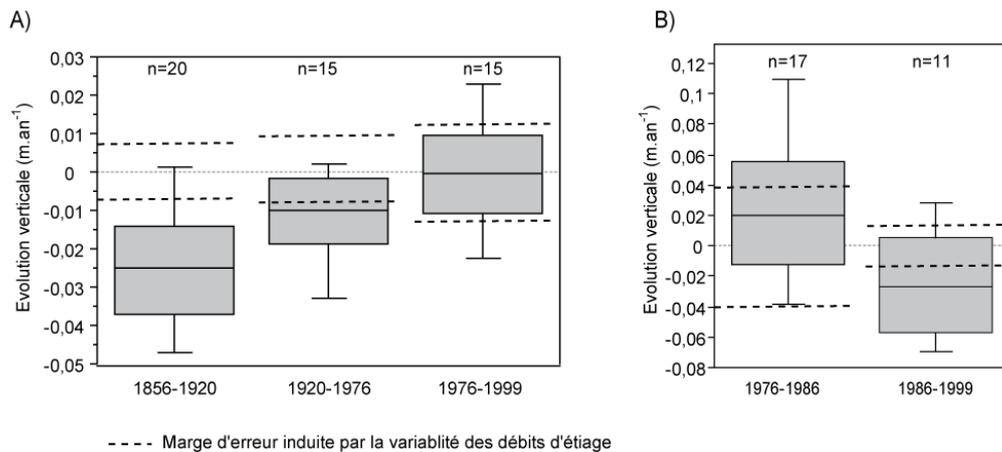


Figure 2.8 - Évolution verticale du chenal (A) drainant la basse vallée de l'Ain de 1856 à 1999 et (B) en aval de Gévrieux de 1976 à 1999

Si le cours d'eau semble stabilisé entre 1976 et 1999, cette même période enregistre en fait deux phases successives en aval du pont de Gévrieux : une stabilisation, voire un léger exhaussement du lit entre 1976 et 1986, suivi d'une phase d'incision conséquente de 1986 à 1999 (fig. 2.8B).

Il est important de relativiser l'importance de l'incision de la basse vallée de l'Ain depuis 1920, compte tenu de la qualité des données dont nous disposons : près de 50 % des valeurs considérées comme de l'incision sur la période 1920-1976 sont en fait comprises dans les marges d'erreur induites par les différences de hauteur d'eau. De même, moins de 50 % des évolutions observées sur la période 1976-1999 peuvent être considérées comme exploitables.

3.2. Analyse longitudinale de l'évolution verticale de la bande active

L'évolution verticale du profil en long de la basse vallée suit, depuis 1856, un patron complexe au sein duquel des secteurs homogènes sont difficiles à déterminer (fig. 2.9). L'analyse de cette évolution peut s'effectuer à partir de 3 tronçons distincts, (I) en amont du pont de Gévrieux, (II) de Gévrieux à Pont-de-Chazey, (III) de Pont-de-Chazey à la confluence Ain-Rhône. Il est important de noter que peu de secteurs enregistrent des évolutions verticales suffisamment importantes pour pouvoir être effectivement validées et interprétées.

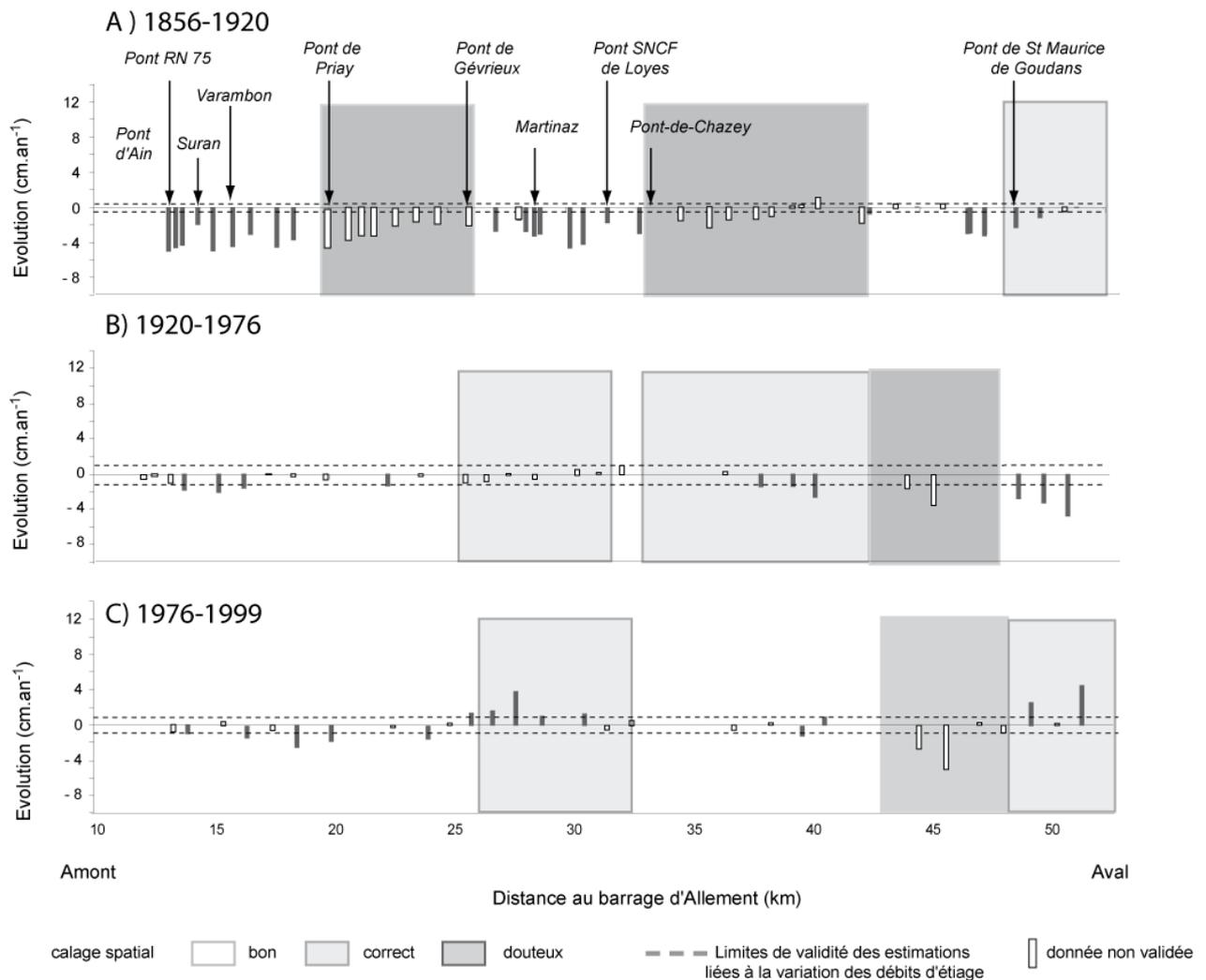


Figure 2.9 - Évolution du profil en long de l'Ain dans sa basse vallée, de Pont d'Ain à la confluence sur les périodes (A) 1856-1920, (B) 1920-1976, (C) 1976-1999 (rappel : les données non validées correspondent aux valeurs situées dans la marge d'erreur ou aux secteurs sur lesquels le recalage spatial est douteux)

3.2.1. Secteur Pont-d'Ain au pont de Gévrioux

C'est sur ce secteur que, durant la période 1856-1920, la plus forte incision est enregistrée ($-3,6 \text{ cm.an}^{-1}$ contre $-3,1$ et $-1,1 \text{ cm.an}^{-1}$ sur les autres tronçons). Le profil en long poursuit cet ajustement de façon beaucoup plus modérée ($-0,9 \text{ cm.an}^{-1}$) jusqu'en 1976. Nous observons également que la légère incision encore en cours entre Pont-d'Ain et Varambon ($1,7 \text{ cm.an}^{-1}$) de 1920 à 1976 a été stoppée par l'exhumation progressive de blocs morainiques (photo. 2.1A, C et D) ainsi que du substratum rocheux sur lequel reposent les cailloutis (Fagot *et al.*, 1989). Elle semble cependant avoir progressé en direction de l'aval dans les mêmes proportions au cours de la période suivante. Elle est ainsi observée sur le secteur immédiatement en amont du pont de Priay. A la suite de ces derniers ajustements, la consolidation des fondations du pont de Priay a dû être réalisée en 1979 (photo. 2.1B) (Piégay *et al.*, 2000).



Photographie 2.1 : (A, C et D) Exhumation de blocs calcaires et du substratum par l'incision entre Varambon et Priay et (B) illustration des travaux de réfection réalisés au droit du pont de Priay. Nous observons que les fondations de l'ouvrage ont été affouillées d'environ 1,5 mètres à la suite de l'incision du chenal (clichés J. Lejot et personnels)

3.2.2. Secteur pont de Gévrioux – Pont-de-Chazey

Incisé avant 1920, ce secteur présente une relative stabilité voire des zones en cours d'exhaussement (Gévrioux-Martinaz) sur la période récente (photo. 2.2). Secteur très mobile, son linéaire n'a cessé d'augmenter depuis 1920 (+ 15 %). Le développement des méandres a ainsi contribué à réduire localement la pente et les vitesses, favorisant alors le dépôt de la charge de fond.

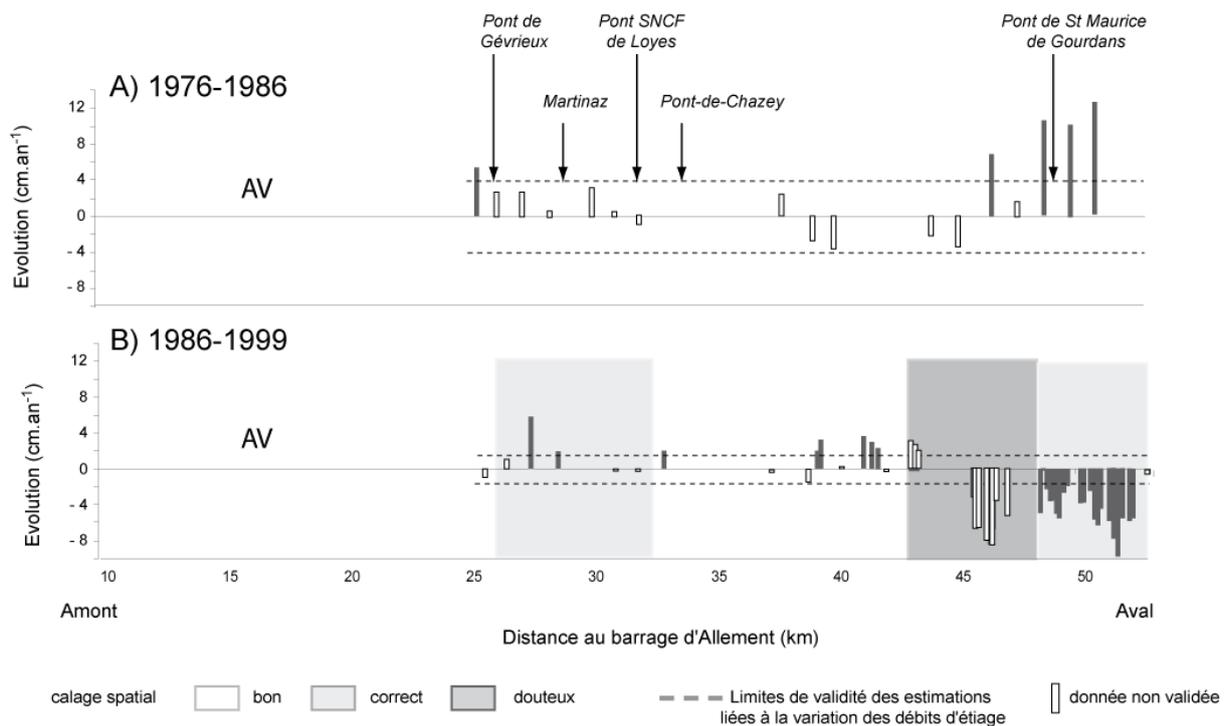


Photographie 2.2 – Nappe de galets dans la forêt alluviale sur le secteur de Mollon (cliché S. Dufour)

3.2.3. Secteur en aval de Pont-de-Chazey

Le dernier secteur, de Pont-de-Chazey à la confluence, a connu l'évolution la plus complexe. Il connaît une incision en deux temps : de 1856 à 1976 puis de 1986 à 1999 (fig. 2.10). Cette incision peut s'expliquer, à la fois (I) par le développement d'un processus d'érosion régressive à partir de la confluence Ain-Rhône, mais aussi (II) par les nombreux recoupements de méandres réalisés sur ce secteur.

Dans un premier temps, l'érosion régressive à partir du Rhône s'est développée à la suite de l'incision du Rhône lors de travaux facilitant la navigation (dérochements de fond et endiguements) à la fin du 19^e et au début du 20^e siècle. Cette incision a provoqué un abaissement du niveau de base de l'Ain (Piégay *et al.*, 2000) et explique probablement l'incision observée en aval du cours d'eau de 1920 à 1976 (fig. 2.9B). Dans un second temps, les recoupements de méandres ont probablement contribué, en raccourcissant le tracé du lit de l'ordre de 6 % de 1920 à 1976, à l'accélération des flux liquides et solides, et, par conséquent, au basculement du lit, entraînant une incision régressive et progressive depuis les secteurs concernés. Cette incision remonte jusqu'au secteur de Chazey où elle est alors contrôlée par l'exhumation de blocs morainiques dès 1986 (fig. 2.10A). Elle a été constatable au niveau de la confluence entre 1986 et 1999 (4 cm.an⁻¹ en moyenne) (fig. 2.10B).



Cette tendance à l'incision a été cependant brutalement interrompue par une phase d'exhaussement remarquable entre 1976 et 1986. Trop brutale pour être naturelle, cette inversion de tendance trouve

peut-être son origine dans la construction de protections de berge au droit des extractions en rive gauche à l'aval du pont de St Maurice-de-Gourdans (Piégay *et al.*, 2000).

4. Conclusion

L'incision maximale de l'Ain est visible entre 1856 et 1920 ($-0,02 \text{ m.an}^{-1}$), puis se réduit ensuite de 1920 à 1976 ($-0,01 \text{ m.an}^{-1}$). L'incision du chenal de la basse vallée, devenue quasiment nulle depuis 1976, peut être considérée comme un ajustement antérieur à la construction des premiers ouvrages hydrauliques construits dans la vallée. La plupart des évolutions verticales récentes postérieures à 1976, semblent trouver une explication locale (recoupements ou développement de méandres, exhumation de blocs morainiques...) dont l'influence longitudinale est assez restreinte, ce qui explique que nous ne retrouvions pas de gradient amont-aval bien défini. La bande active de l'Ain semble désormais fortement contrôlée par les affleurements de substratum et de blocs morainiques ou par des structures anthropiques. Seul le secteur de Gévrieux-Mollon, actuellement en cours d'exhaussement, est susceptible de pouvoir encore connaître une phase d'incision conséquente.

Le déficit de données et les limitations induites dans le cadre de l'exploitation des données disponibles ne permettent pas une analyse longitudinale et temporelle plus fine de cet ajustement vertical. Les données relatives à l'évolution en plan sont heureusement plus denses et plus facilement exploitables.

C/ Évolution en plan de la bande active de la basse vallée

1. Matériel et méthode

1.1. Données photographiques

La reconstitution de l'évolution en plan de la bande active de l'Ain a été rendue possible par l'utilisation de clichés aériens verticaux disponibles depuis 1945 (fig. 2.11A). Ces derniers ont été scannés selon une résolution de 600 ppp (soit une résolution d'environ 0,5 m), rectifiés et géoréférencés (*ArcGIS 9*) à partir de la carte topographique récente (IGN 1995). L'erreur moyenne quadratique (*RMS*) est toujours inférieure à 5 m. Ce travail avait déjà été en partie réalisé dans le cadre de précédents travaux effectués au sein de l'UMR 5600 (Piégay *et al.*, 2000 ; Dufour, 2005). L'analyse diachronique de la bande active par photo-interprétation requiert quelques précautions méthodologiques relatives aux débits correspondant à chaque cliché. Il est en effet impératif de s'assurer qu'ils ne dépassent pas les valeurs des débits de débordement que nous considérerons ici comme proches du Q1,5 ($670 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Dans le cas contraire, les superficies de bande active peuvent être fortement surestimées. Les débits correspondant à la plupart des clichés ont pu être déterminés à partir des dates des prises de vue et de la chronique des débits moyens journaliers disponibles dans la banque Hydro (tab. 2.5).

A)

Secteur	Mission	Emulsion ^a	Echelle	Date	Débit (m ³ /s)
Allement - Rhône	3130 3131	P. N&B	1/25 000	24/08/1945	n.r.
Allement- Rhône	3030 3230	P. N&B	1/25 000	07/05/1954	n.r.
Allement - Chazey	3127 3130	P. N&B	1/25 000	29/09/1963	26
Chazey - Rhône	2831 3131	P. N&B	1/25 000	13/05/1965	93
Allement - Rhône	FR 2115 150	P. N&B	1/15 000	04/07/1971	112
Chazey -Rhône	F 80 145 IGN	P. N&B	1/14 500	06/08/1980	22
Allement - Chazey	F 3130 3230	P. N&B	1/30 000	22/07/1983	21
Allement - Rhône	F 3130 3131	P. N&B	1/30 000	11/04/1991	44
Mollon - Rhône	F 3131 3132	P. N&B	1/30 000	23/03/1996	190
Allement - Rhône	FD 01-74	P. C	1/25 000	30/06/2000	21

a - P : panchromatique; N&B : noir et blanc ; C : couleur
n.r. : non renseigné, débit non disponible ou date imprécise

B)

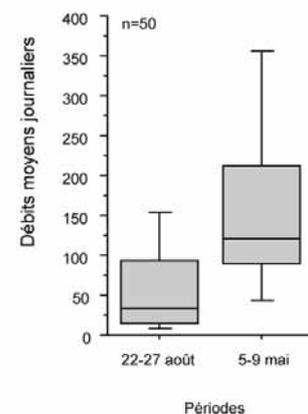


Figure 2.11 - (A) Missions aériennes retenues pour l'analyse surfacique de l'évolution des bandes actives et (B) distribution des débits moyens journaliers des 22-27 août et 5-9 mai sur la période 1959-1968

Ces chroniques hydrologiques ne débutant qu'à partir de 1959, les débits des séries de 1945 et 1954 n'ont pu être précisément définis. Disposant des dates des clichés, nous avons cependant pu étudier les débits moyens journaliers correspondant aux mêmes jours (+/- 2 jours) sur la période 1959-1968, avant la construction du barrage de Vouglans. Sur les 9 années considérées, nous avons observé que tous les débits survenant entre les 22 et 27 août ou entre les 5 et 9 mai étaient largement inférieurs au

Q1,5 ($670 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (fig 2.11B.). Nous avons donc pu prendre en compte ces clichés dans le cadre de notre analyse diachronique.

1.2. Protocoles de mesure

1.2.1. Variables mesurées

Sur l'ensemble des séries photographiques rectifiées, les bandes actives, les superficies érodées et construites (végétalisées) entre chaque date ont été digitalisées selon la règle suivante (fig. 2.12A) :

- les superficies comportant de la végétation devenues de la bande active sont considérées comme des superficies ayant été érodées et,
- les superficies anciennement occupées par la bande active colonisées par de la végétation sont considérées comme ayant été « végétalisées » (néologisme utilisé pour tenter d'alléger le texte, définissant le processus de colonisation d'une surface par la végétation).

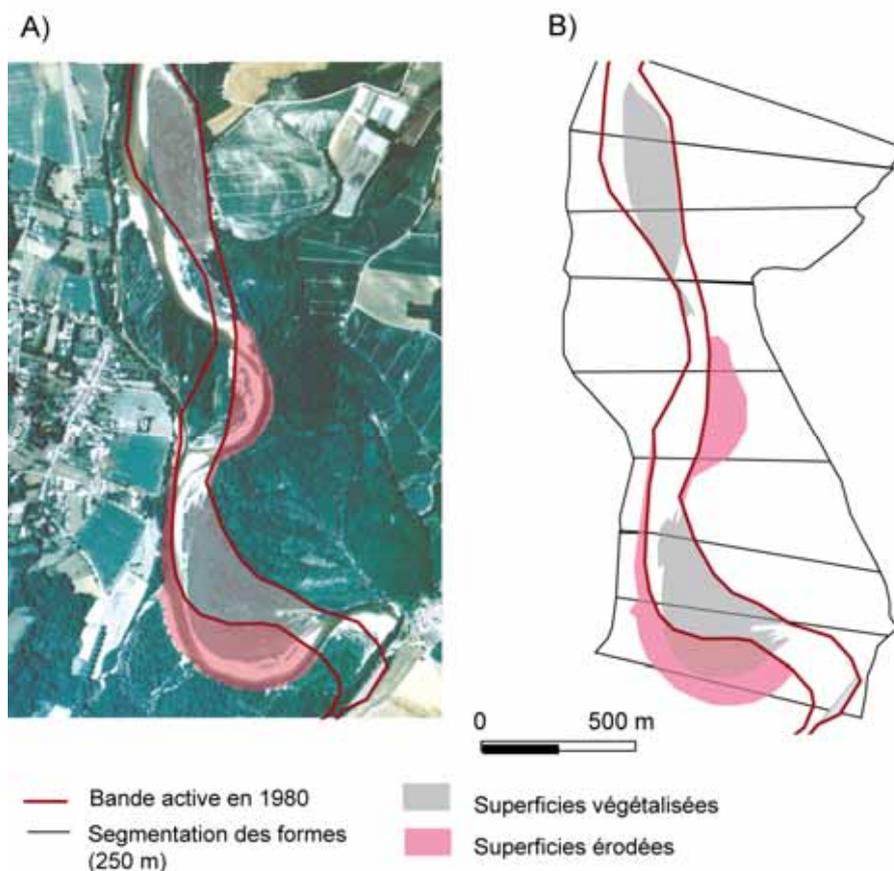


Figure 2.12 - Digitalisation des superficies érodées et construites (A) et (B) spatialisation de la donnée par tronçons fluviaux de 250 m

1.2.2. Spatialisation de l'information

Chacun des fichiers de forme issu des digitalisations a été segmenté au sein de la plaine moderne en fonction d'un même patron, par tronçon élémentaire de 250 mètres de linéaire (fig. 2.12 B). La plaine moderne se définit comme la zone remaniée par la rivière durant les derniers siècles (depuis le Moyen-Âge) lorsqu'elle adoptait un style tressé très instable. D'une superficie inférieure au lit d'inondation (= lit majeur), elle couvre une zone inondée pour un débit proche de la crue décennale et a été délimitée antérieurement par Bravard *et al.*, (1991). Nous sommes ainsi assurés que cette segmentation couvre spatialement l'ensemble des processus digitalisés depuis 1945. Les superficies de chaque élément digitalisé (érosion, dépôt, bande active) ont été calculées par segment de 250 mètres à l'aide de la fonction de calcul de superficie sous Arcmap.

1.2.3. Marge d'erreur

Des sources d'erreurs ont cependant pu être identifiées en lien avec la qualité de digitalisation, la déformation de la photographie lors de sa rectification et la qualité du recalage de la photographie. Étant donné la qualité et la résolution des images scannées ainsi que la taille des entités étudiées, l'étape de **digitalisation** des différentes entités n'a pas présenté de difficulté notable.

Nous avons essayé de minimiser la **déformation des images liée à leur rectification** en choisissant les points utilisés pour le recalage de chaque cliché de part et d'autre du corridor fluvial pour réduire l'erreur autour de cet objet spécifique. Dans le but de quantifier ensuite les déformations issues du processus de rectification des images, nous avons comparé des superficies d'une demi-douzaine d'objets identiques (champs, stades) digitalisés à la fois sur les clichés recalés de 2000 et sur les images ortho-rectifiées par l'IGN de cette même série 2000, considérées sans déformation. Les écarts entre les superficies de mêmes objets étaient inférieurs à 2 %. Cet écart, très faible, intègre à la fois l'erreur liée à la déformation générée lors de la rectification de l'image mais aussi celle générée lors de la digitalisation par l'opérateur. L'erreur liée à la qualité de la digitalisation a été également minimisée dans le sens où l'ensemble des opérations de digitalisation a été effectué par la même personne à la même échelle. Nous pouvons ainsi considérer que le biais induit par la digitalisation manuelle est constant et qu'il n'interfère pas dans les comparaisons diachroniques de superficies. De plus, étant donné les résolutions des photographies (0,5 m), ces erreurs sont considérées comme infimes.

Si elle intervient peu au niveau de la détermination des superficies brutes des bandes actives propre à chaque série, **la qualité du recalage** des séries photographiques représente un biais potentiel lorsqu'il s'agit de quantifier les processus relatifs à la mobilité latérale d'un cours d'eau (érosions latérales ou végétalisation). Deux systèmes de contrôle ont permis de minimiser cette source d'erreur. Toutes les séries ont été recalées à partir des mêmes références et tous ces recalages présentent une RMS (*Root Mean Square* ou erreur quadratique moyenne) inférieure à 5 mètres. Nous pouvons donc considérer que le décalage planimétrique maximum d'une série photographique à l'autre est de

5 mètres. Les erreurs maximales relatives à la détermination des superficies érodées ou végétalisées par segment de 250 m (segmentation utilisée pour la spatialisation de la donnée) sont donc de 5 mètres de large sur 250 mètres de long soit 1250 m² par période.

Un contrôle visuel a été effectué après chaque digitalisation manuelle dans le but de s'assurer que les superficies digitalisées correspondent potentiellement bien à des érosions ou végétalisation effectives. De nombreux artefacts ont été ainsi nettoyés.

2. Analyse diachronique de l'évolution en plan de la bande active

Depuis 1945, la bande active de l'Ain a connu une diminution de sa superficie (-250 ha soit 35 % entre 1945 et 2000). Nous observons deux périodes distinctes concernant cette évolution (fig. 2.13A). Très important et significatif ($p < 0,0001$) de 1945 à 1980, ce phénomène devient nul sur la période 1980-2000 durant laquelle on remarque une stabilisation, voire une légère augmentation de superficie.

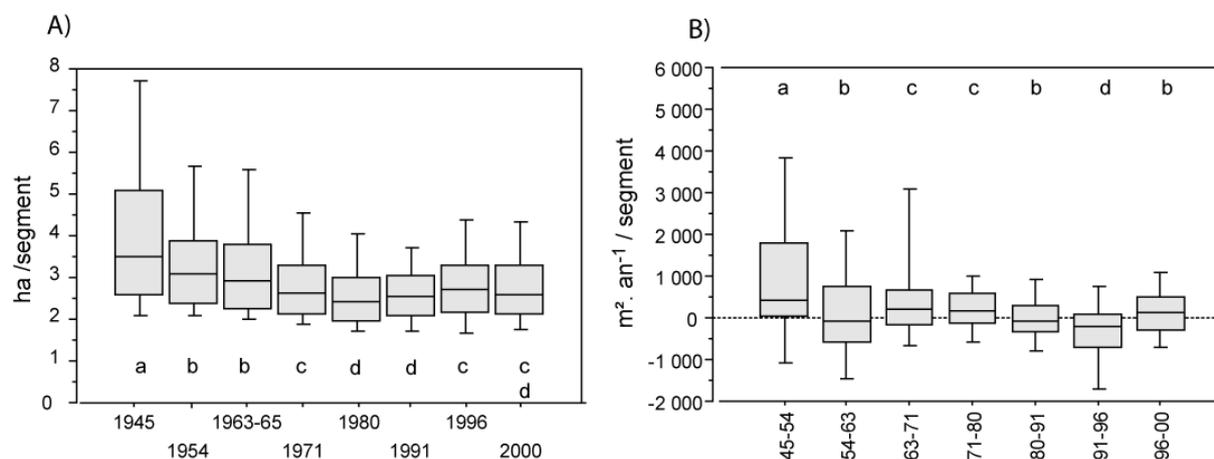


Figure 2.13 - Évolution (A) de la superficie de la bande active et (B) de son indice de rétraction entre 1945 et 2000 (données renseignées par segment de 250 m. n=144) Les lettres (a, b, c, d) indiquent les groupes homogènes (test de Wilcoxon sur les groupes pris 2-à-2)

La diminution de l'étendue de la bande active observée entre 1945 et 1980 n'est pas continue sur l'ensemble de la période. Beaucoup plus importante et généralisée (75 % du linéaire) sur l'ensemble de la basse vallée durant les dix premières années (fig. 2.13B), la rétraction semble ralentir dès le début des années 1950.

Elle se poursuit ensuite beaucoup plus modérément, et de façon continue, principalement de 1963 à 1980. Durant cette période, les valeurs médianes de la rétraction sont proches (environ 150 m².an⁻¹) ou égales à zéro, mais nous constatons que 25 % des secteurs continuent de présenter de fortes valeurs de rétraction (> 600 m².an⁻¹).

La période 1954-1963 se différencie en présentant une valeur médiane de rétraction nulle. Cette diminution temporaire de l'amplitude du processus est probablement due à la crue de 1957 (2 230 m³.s⁻¹), la plus importante observée depuis 1913, qui a pu contribuer à augmenter les érosions latérales.

A partir de 1980-1991, la rétraction devient quasiment nulle (différence significative avec 1971-1980, $p=0,0009$). Les processus d'érosion et de construction s'équilibrent. Une augmentation de l'étendue de la bande active est observée entre 1980 et 1991, probablement en lien avec la crue décennale de février 1990 qui a favorisé l'érosion des berges. Contrairement à ce que l'on a pu observer lors de la crue de 1957, pourtant plus importante, la rétraction devient négative sur près de 75 % du linéaire considéré.

La chronologie de l'évolution en plan de la bande active est ainsi bien maîtrisée et la rétraction de la bande active, si elle a été importante de 1945 à 1980, s'est principalement exprimée durant la première décennie (1945-1954) puis, secondairement, entre 1963 et 1980. Etant donné la forte variabilité des valeurs de rétraction sur la période 1945-1980, il semble que la réduction n'ait pas été un processus généralisé. Dans le but de déterminer les facteurs contrôlant cette rétraction, il est nécessaire de définir les secteurs les plus concernés par cet ajustement et de spécifier si la rétraction y a été continue ou non sur l'ensemble de la période. C'est l'objectif du paragraphe suivant.

3. Analyse spatiale de l'évolution en plan de la bande active

L'analyse longitudinale de la rétraction, et de son évolution temporelle, nous permet d'affiner les premières constatations précédemment effectuées. Trois points importants sont ainsi mis en évidence (fig. 2.14) :

- la rétraction ne concerne réellement que deux secteurs nettement délimités (Villette-Martinaz et Blyes-confluence du Rhône),
- la rétraction est synchrone sur ces deux secteurs,
- les différences entre les secteurs sont stables dans le temps.

Nous ne présentons ici graphiquement que les résultats en aval de Pont-d'Ain, le secteur amont, largement aménagé et structurellement contraint, n'ayant connu aucune modification majeure de la bande active.

3.1. Une rétraction longitudinalement contrastée

Nous n'observons pas de gradient amont/aval quant à l'évolution de la répartition des secteurs concernés par la rétraction. Cette dernière se produit simultanément sur les secteurs de Villette-sur-Ain /Martinaz et du pont de Blyes à la confluence au Rhône, alors qu'elle demeure très faible sur les secteurs en amont de Villette-sur-Ain et ainsi qu'entre Martinaz et le pont de Blyes (fig. 2.14). Elle ne peut donc s'expliquer par un seul contrôle amont ; les raisons sont d'ordre structural et anthropique.

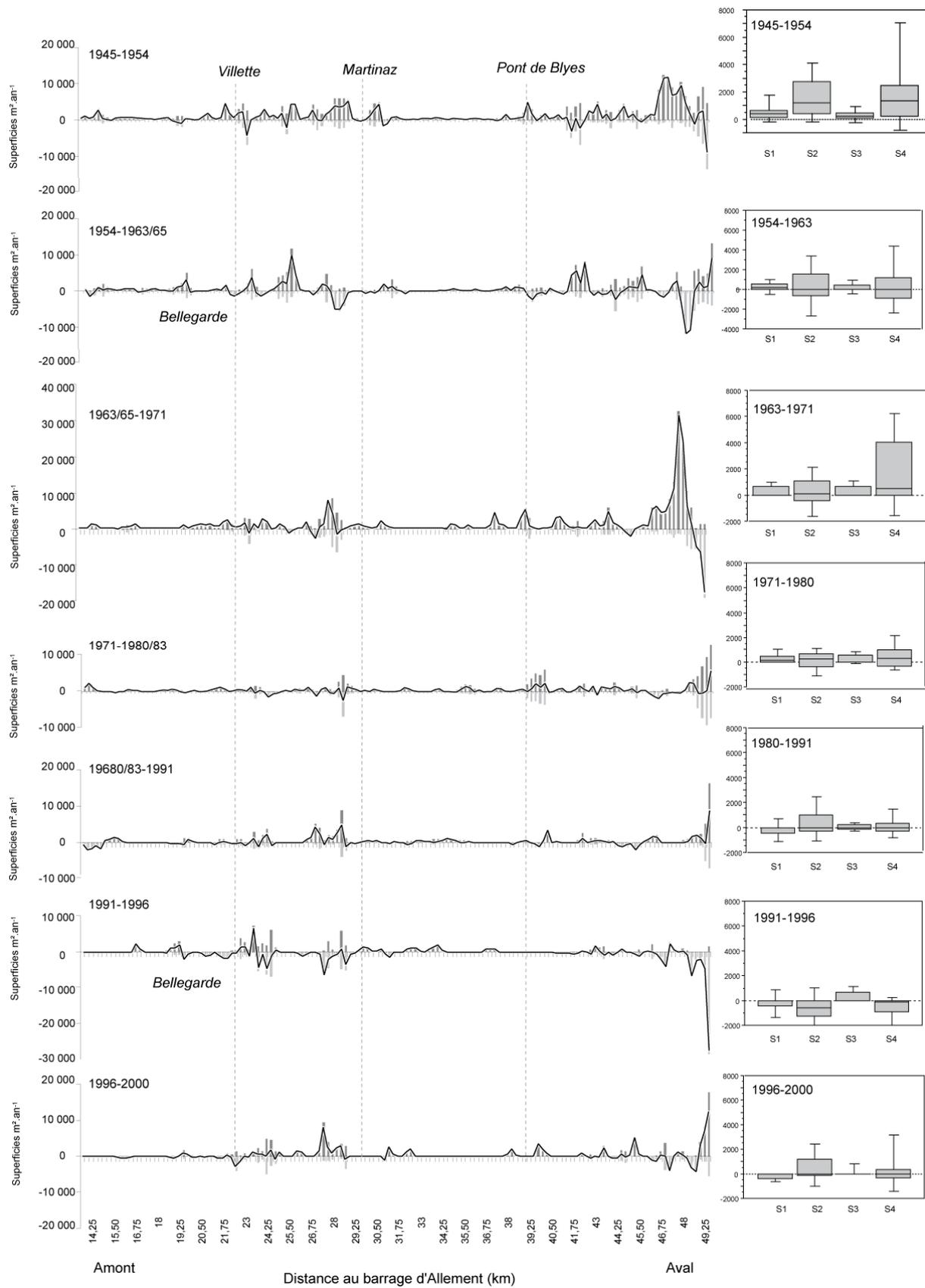


Figure 2.14 – Superficies moyennes annuelles végétalisées et érodées et valeurs de rétraction de la bande active renseignées par segment de 250 mètres de 1945 à 2000 (voir carte hors texte)

3.2. Incidence des contrastes locaux

Nous constatons que les deux secteurs présentant une importante colonisation végétale ont pour point commun de comporter, en 1945, les bancs de galets les plus développés et donc des réserves d'espace à coloniser conséquentes (fig. 2.15A). Cette colonisation ralentit à partir de 1971-1980, alors que la réduction des bancs de galets est très avancée (fig. 2.15B).

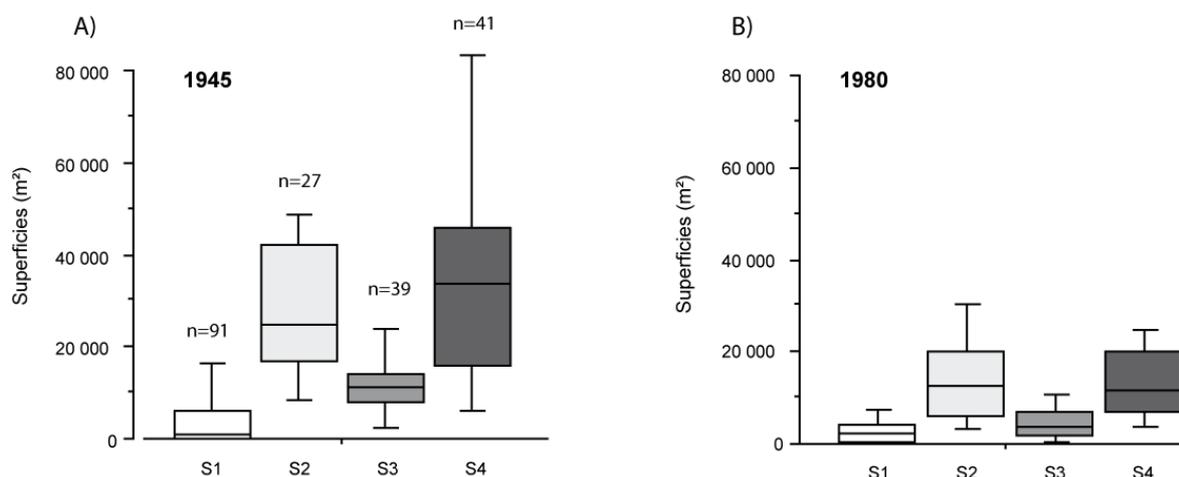


Figure 2.15 - Superficies des bancs de galets en (A) 1945 et (B) 1980 sur des secteurs de forte (S2 et S4) et faible rétraction (S1 et S3). S1 correspond au secteur en amont de Villette, S2 à Villette Martinaz, S3 Martinaz –pont de Blye et S4 à l'aval du pont de Blye

Le fait que ces deux secteurs, S2 et S4, présentent des superficies de bancs si sensiblement supérieures aux autres semble lié à l'absence de contraintes latérales locales. Nous remarquons tout d'abord que ces deux secteurs disposent d'une plaine moderne plus vaste que les deux autres (médiane de 22 et 33 ha contre 16 et 20 ha par secteur), ces derniers étant latéralement contraints en partie par le plateau sédimentaire de la Dombes (fig. 2.16A). De plus, ces secteurs sont peu stabilisés latéralement par des aménagements anthropiques ou des moraines cohésives, contrairement aux secteurs S1 et S3 (fig. 2.16B).

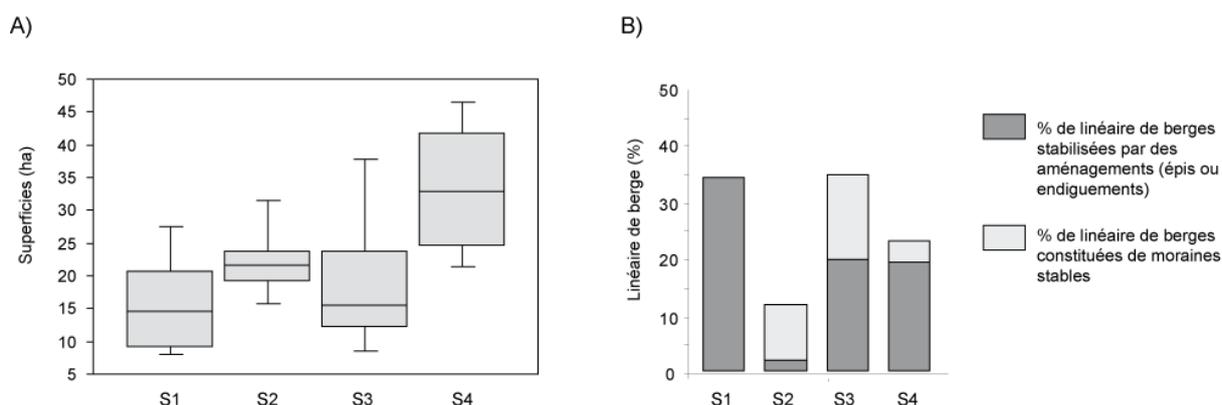


Figure 2.16 - Superficies de plaine moderne renseignées par segment de 250 m de chenal sur les secteurs de forte (S2 et S4) et faible rétraction (S1 et S3) et part de linéaire de berge par secteur constitué de berges aménagées ou morainiques stables en 1999 (données : Piégay et al., 2000)

Sur chacun des deux secteurs S1 et S3, près de 35 % des linéaires de berges sont en effet stabilisés. Sur le secteur S1, cette contrainte est essentiellement d'ordre anthropique, sous la forme d'épis ou d'endiguements, alors que sur le secteur S3, elle est à la fois d'ordre anthropique (15 %), et géologique, une partie conséquente des berges du secteur (20 %) étant constituée de moraine cohésive. Bénéficiant de superficies de plaine moderne plus petites et étant plus contraints, ces secteurs sont étroits et présentent des contraintes hydrauliques plus importantes. Ce ne sont donc pas des secteurs favorables au stockage des sédiments. Comportant peu de bancs, ils n'offrent aucune surface disponible pour la colonisation végétale.

Les secteurs de Mollon (S2) et de Gourdans (S4) sont beaucoup plus larges et aucun facteur structural ou anthropique ne limite la mobilité latérale du chenal. De fait, les contraintes hydrauliques sont moins fortes, ce qui permet des dépôts sédimentaires conséquents. Ces deux éléments, faible contrainte et réserve importante d'espace, permettent jusqu'en 1980 le développement de la végétation sur de grandes superficies de bancs.

4. Vers la maturation d'un style fluvial à chenal sinueux ?

Si nous remarquons une rétraction de la bande active, nous ne pouvons conclure qu'elle soit le résultat d'une diminution de la mobilité latérale du chenal (fig. 2.17A). Depuis 1945, nous constatons que l'amplitude des érosions de berge a très peu varié (fig. 2.17B) et que les fluctuations de l'indice de rétraction ne sont ainsi dépendantes que de la fluctuation de l'intensité de la colonisation végétale de la bande active. Les érosions latérales ont toujours égalé au moins 500 m².an⁻¹ sur 25 % des segments de 250 mètres étudiés, ce qui représente des valeurs de retrait de berge relativement importantes (environ 2 mètres par an). Durant deux périodes, 1954-1963 et 1980-1991, la bande active a enregistré une activité érosive plus conséquente, expliquée par des crues très importantes (1957 et 1991). L'effet de ces érosions sur la géométrie du chenal a été dominé jusqu'en 1980 par une forte végétalisation des surfaces de galets.

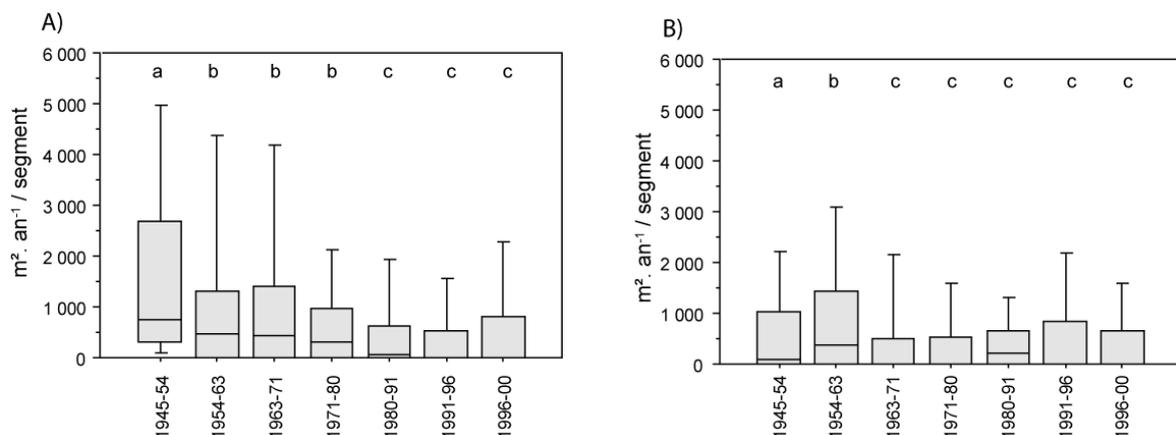


Figure 2.17 - (A) Rétraction de la bande active et (B) superficies moyennes érodées entre 1945 et 2000 (données renseignées par segment de 250 m. n= 144). Les lettres (a, b, c) indiquent les groupes homogènes (test de Wilcoxon sur les groupes pris 2-à-2)

Lorsqu'on analyse la dynamique latérale à l'échelle des secteurs précédemment définis (cf. partie 2.C.3), on observe à nouveau une grande similitude au sein des couples de secteurs S1-S3 et S2-S4 (fig. 2.18).

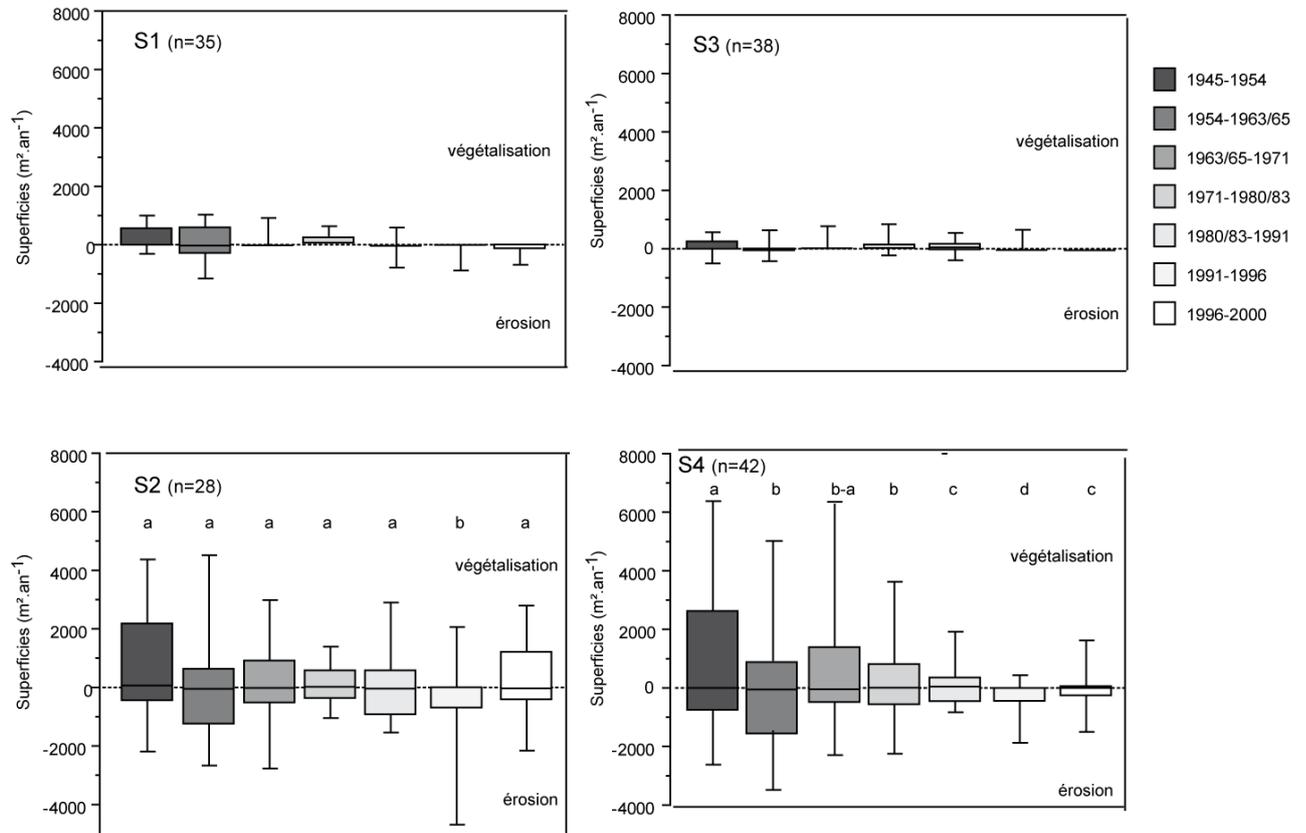


Figure 2.18 - Superficies végétalisées et érodées par secteur depuis 1945 (donnée renseignée par segment de 250 mètres)

Les secteurs S1 et S3 présentent, en effet, une très faible mobilité latérale depuis 1945, et pratiquement aucune érosion de berge. Les secteurs S2 et S4, en revanche, sont mobiles et présentent des processus d'érosion et de végétalisation concomitants. Si la végétalisation est dominante jusqu'en 1980 dans le rapport végétalisation-érosion, un équilibre progressif entre les deux processus intervient ensuite (fig. 2.18). Cette association végétalisation-érosion correspond au développement du nouveau style fluvial dont les méandres mobiles migrent progressivement. Dans un contexte théorique, la migration de méandres se traduit, dans un premier temps, par une érosion de berge, puis, dans un second temps, par une colonisation végétale du banc de convexité, colonisation rendue possible par la nouvelle répartition des écoulements. Étant donné notre pas de temps d'analyse (10 ans), ces deux étapes apparaissent simultanément sur chaque période considérée.

Si un équilibre érosion-végétalisation se met effectivement en place à partir de l'affirmation progressive de méandres, l'indice de sinuosité des secteurs mobiles doit enregistrer cette évolution. Nous avons donc défini, à partir de l'ensemble des clichés dont nous disposons et selon les

préconisations de Brice (1964, cité dans Bravard et Petit, 1997), les taux de sinuosité de l'ensemble de la basse vallée puis de chaque secteur précédemment défini (fig. 2.19). Notre système sort d'une période de métamorphose fluviale et adopte à présent un style fluvial à chenal sinueux, l'indice de sinuosité ne dépassant jamais 1,5. A l'échelle de la basse vallée, l'indice est stable depuis 1945. Les secteurs S1 et S3 présentent un taux de sinuosité plus important que les deux autres, mais il est invariant depuis 1945, signe que les sinuosités considérées sont artificiellement (S1) ou structurellement contraintes (ex : boucle imprimée de Chazey-sur-Ain). En revanche, le secteur 2, initialement secteur de tressage, présentant donc une faible sinuosité, voit ses méandres se développer fortement depuis 1980.

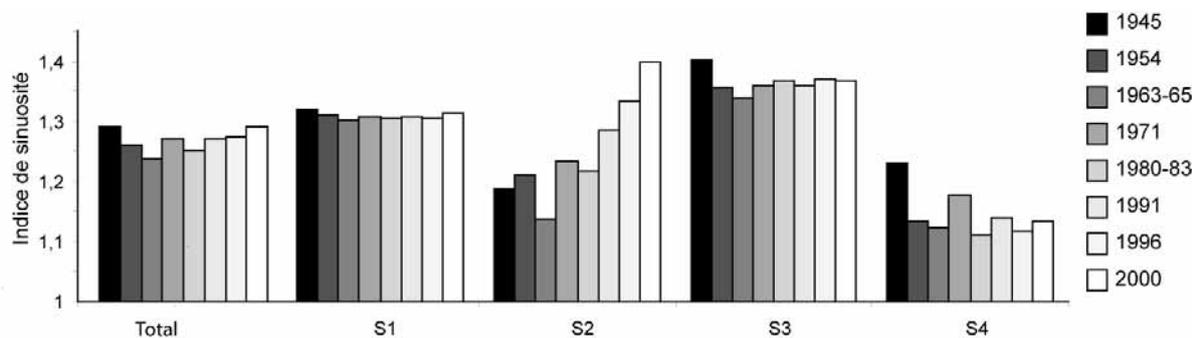


Figure 2.19 - Évolution de l'indice de sinuosité de la bande active de 1945 à 2000 sur l'ensemble de la basse vallée et par secteur

Seul le secteur S4 connaît une réduction quasi-continue de ses sinuosités. Jusqu'en 1980, sa sinuosité a été fortement réduite, par paliers, du fait probablement des recoupements naturels et artificiels de méandres (fig. 2.20). Cette évolution s'est stabilisée depuis 1980 alors que le chenal s'est sensiblement incisé. De plus, de nombreuses protections de berges limitent le développement de méandres. Cependant, nous observons, depuis peu, une réactivation de la mobilité en plan du chenal au droit de la carrière de Saint Maurice-de-Gourdans dont une partie a été comblée puis abandonnée par l'exploitant pour permettre la divagation du cours d'eau. Cette partie désaffectée de la carrière est actuellement en cours d'érosion.

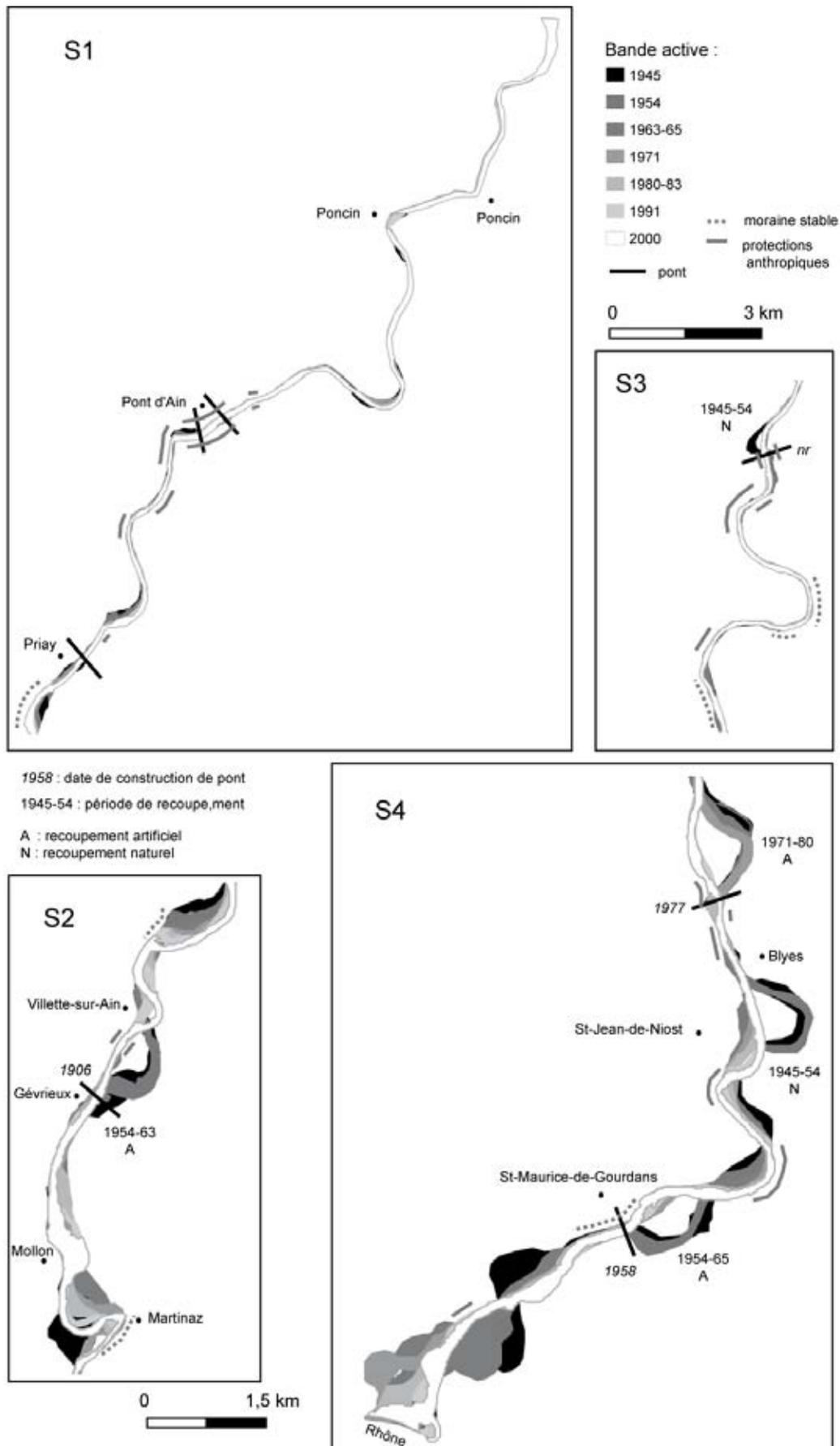


Figure 2.20 - Bandes actives de la basse vallée de l'Aain de 1945 à 2000 par secteur

D/ Synthèse de l'évolution morphologique de la basse vallée et discussion des facteurs la contrôlant

Depuis la fin du 19^e siècle, l'Ain a connu dans sa basse vallée des modifications morphologiques majeures. Trois phases sont à distinguer (fig. 2.21) : la métamorphose du style fluvial, une période transitoire durant laquelle la bande active s'est fortement rétractée et, enfin, la période actuelle alors que le chenal développe un style sinueux localement à méandres.

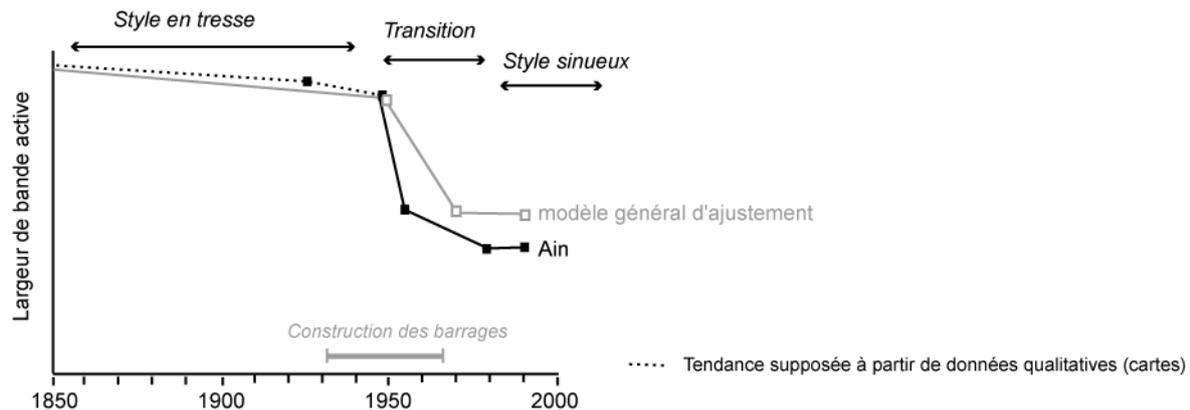


Figure 2.21 – Ajustement en plan de l'Ain depuis la seconde moitié du 19^e siècle (modèle général d'après Liébault et Piégay, 2002)

1. De la fin du 19^e au milieu du 20^e siècle : la métamorphose fluviale

Avant 1945, la rivière d'Ain a connu une métamorphose fluviale avec le maintien artificiel et local d'une large bande active sur des secteurs où était exercée une pression pastorale forte. Cette métamorphose est commune à une grande partie des cours d'eau du Sud-Est de la France. Les changements climatiques intervenant à la fin du Petit Age Glaciaire (1850-1860) (Le Roy Ladurie, 1983 ; Grove, 1988 ; Bravard et Peiry, 1993) et la reforestation induite par la déprise rurale ont probablement entraîné une diminution des apports sédimentaires et des pics de crue. Il est cependant difficile d'apprécier les changements hydrologiques potentiellement intervenus au 19^e et au début du 20^e siècle car peu de données existent (Liébault et Piégay, 2002). Dans le cas de l'Ain, cette réduction sédimentaire a pu être amplifiée par les aménagements précoces du Haut Jura (19^e siècle). Ces auteurs soulignent que cette hypothèse explique une réduction graduelle et sur le long terme des largeurs de cours d'eau. Il est ainsi probable que sur l'Ain, cette réduction sédimentaire puisse expliquer l'incision de 1856 à 1920, mais elle ne justifie pas la rupture nette observée entre 1945 et 1963. La forte rétraction constatée entre 1945 et 1954 ne serait alors qu'une accélération dans ce contexte général qu'il convient d'expliquer par d'autres facteurs.

2. 1945-1954 : la rétraction de la bande active

Si elle a concerné l'ensemble de la basse vallée avant 1945, la rétraction de la bande active n'affecte plus ensuite que deux secteurs présentant encore d'importantes superficies de galets favorables à la colonisation végétale (tronçons de Villette-Martinaz et à l'aval du pont de Blyes). Bien que ces deux secteurs soient relativement éloignés (10 km), la rétraction de la bande active s'y produit de façon synchrone. Ce constat écarte des causes potentielles une réduction du transport solide depuis l'amont. Si elle n'est pas une cause majeure de la rétraction, cette réduction des entrées sédimentaires peut cependant expliquer l'incision constatée en amont de Gévrioux de 1856 à 1920, incisions qui progresse vers l'aval jusqu'à une période récente. Cette dernière s'explique par la déprise agricole et le reboisement du bassin versant, rendu plus résistant aux processus d'érosion et par la multiplication de petits barrages et de seuils sur les affluents, comme la Bienne. Une partie de ces sédiments sortait ensuite définitivement du système lors des opérations de curage en vue de l'entretien des retenues (Bravard, 1986).

La rétraction de la bande active observée entre 1945 et 1954 ne peut non plus être expliquée par une modification artificielle des débits ou une période de faible hydrologie/pluviosité (fig. 2.22). Comme cela avait déjà été mis en évidence sur d'autres cours d'eau français (Liébault et Piégay, 2002), les débits maximums annuels et les précipitations annuelles ont été plus conséquents sur cette période. Nous notons en revanche une correspondance chronologique entre la rétraction et la végétalisation de la bande active, Dufour (2005) ayant mis en évidence un pic de colonisation de la bande active par la végétation pionnière entre 1945 et 1954 et post-pionnière entre 1954 et 1963. Morin (1976) soulignait que ce reboisement naturel des « brotteaux » de la rivière à la suite de la diminution de la pression humaine en termes de pâturages et coupes de bois, avait probablement été accéléré par la réduction artificielle des débits de crue. Nous avons pu constater que la modification tardive des débits (1968) n'avait pas pu participer à l'accélération du phénomène déjà en partie accompli dès 1971, mais avait probablement contribué à prolonger le processus de rétraction comme suggéré par Piégay *et al.* (2000).

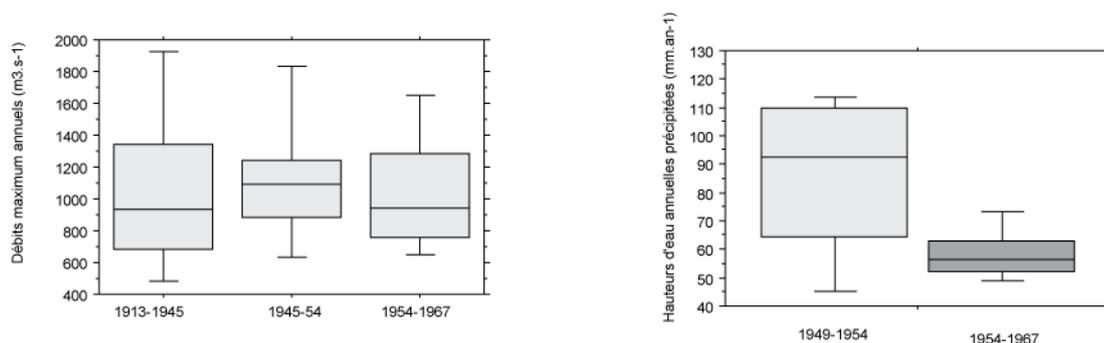


Figure 2.22- Variation des débits maximums annuels et de la pluviosité avant, pendant et après la période de forte rétraction (1945-1954)

Enfin, Il n'y a pas de lien évident (temporel ou spatial) entre la rétraction de la bande active et l'incision du lit : la rétraction ne se produit pas au niveau des plus fortes incisions de la période antérieure (1856-1920). Les secteurs les plus fortement incisés entre 1856 et 1920 présentent ensuite

(1945-2000) une forte stabilité latérale (amont de Gévrieux et aval de Martinaz- Pont de Loyes). Nous ne remarquons pas non plus une accélération de l'incision sur les secteurs de forte rétraction, comme nous aurions pu nous y attendre, à la suite d'une rétroaction positive, la concentration des écoulements favorisant l'accélération des vitesses, le développement de la forêt tendant alors à accélérer l'incision du chenal par un système de boucle de rétroaction positive (Tsujimoto et Kitamura, 1996). L'incision sur l'Ain ne semble donc pas être le moteur de la rétraction, et réciproquement, probablement parce que l'ajustement vertical a été antérieur à la rétraction puis rapidement contrôlé (tab. 2.5).

Tableau 2.5 - Test des causes de la rétraction de la bande active de l'Ain

Influence	Facteurs	Causes	Arguments favorables	Arguments défavorables
Amont	Réduction du transport solide	Fin du Petit Age Glaciaire (1850/1880)	Absence de données	Pas de lien chronologique avec le paroxysme de la rétraction
		Construction de barrages (Cize-Bolozon 1931)		Absence de gradient amont-aval dans la manifestation de la rétraction. Date de construction trop proche pour avoir un réel effet déclencheur
		Végétalisation du bassin versant (spontanée ou plantation)	Absence de données	Absence de gradient amont-aval dans la manifestation de la rétraction
	Réduction du régime de crue	Fin du Petit Age Glaciaire (1850/1880)	Absence de données	Absence de données
		Construction de barrages		Rétraction principalement antérieure à la construction du barrage
		Végétalisation du bassin versant (spontanée ou plantation)	Absence de données	Absence de données
Locale	Végétalisation de la plaine alluviale	Modification des pratiques pastorales	Lien temporel avec la rétraction	
	Incision du chenal	Extraction, dégraisement des bancs	Incision antérieure à la rétraction	Pas d'extraction durant la période de rétraction. Exhaussement de secteur fortement rétracté (Mollon)

De 1945 à 1954, la colonisation végétale s'accélère particulièrement sur des secteurs présentant d'importantes réserves de bancs. Ce phénomène est également observé sur un nombre important de cours d'eau français du Sud-Est (Eygues, Ardèche, Ouvèze) et est expliqué par une modification des pratiques pastorales (Liébault et Piégay, 2002). Après 1945, le paysage rural français a été

profondément modifié du fait d'une baisse démographique et d'une spécialisation/intensification des productions agricoles. La concentration des activités sur les espaces les plus propices a permis la colonisation végétale des zones abandonnées. Celle-ci, sur les bords de l'Ain, est ainsi concomitante avec un minimum démographique débutant vers 1920 (Piégay, 1995). Cette biométamorphose a été d'autant plus brutale qu'un paysage ouvert était artificiellement maintenu par une importante pression anthropique, alors que la géométrie du chenal avait déjà été ajustée aux nouvelles conditions de débits (liquide et solide) lors de la période précédente. Avant 1945, les « vorgines » et les bancs de l'Ain étaient utilisés pour le pâturage et les jeunes saules étaient collectés, servant de matière première pour les activités de vannerie (Piégay, 1995 ; Dumas, 2004 ; Dufour 2005). Il semble que l'arrêt de cette pression anthropique sur ces deux types de milieux ait favorisé la densification ainsi que la maturation de la végétation arbustive et arborée (Dufour, 2005) en lit mineur ainsi qu'en lit majeur.

Durant la période suivante (1954-1980), la colonisation végétale finit de se développer et la rétraction de la bande active se poursuit plus modérément. Sur la plupart des cours d'eau qu'ils ont étudiés, Liébault et Piégay (2002) ont noté que la période d'accélération de la rétraction des bandes actives se produit jusqu'en 1970, entretenue en partie par une incision progressive des chenaux. Sur l'Ain, elle est intense sur une période de 10 ans mais se prolonge doucement jusqu'en 1980 (fig. 2.21).

Pourquoi sur l'Ain se prolonge-t-elle sur une décennie supplémentaire ? Dès 1920, L'Ain ne connaît plus d'incision importante, car le profil en long est déjà stabilisé en de nombreux endroits par l'exhumation de blocs morainiques ou du substratum rocheux. La modification des pratiques pastorales semble avoir été le seul facteur responsable de l'accélération de la rétraction de la bande active qui a été soudaine et intense durant le temps nécessaire à l'installation et à la maturation des nouvelles strates végétales. La construction du barrage de Cize-Bolozon en 1931 et de celui de Vouglans en 1968, si elle ne peut avoir contribué au déclenchement de cette biométamorphose, a pu contribuer cependant à prolonger le processus de rétraction en limitant les apports de sédiments grossiers pour le premier et affectant l'amplitude et la fréquence des crues morphogènes pour le second.

3. Ajustements récents

Depuis 1980, nous ne constatons plus de rétraction significative de la bande active de l'Ain. Le nouveau style à chenal sinueux est établi et des méandres se développent localement de Villette-sur-Ain à Martinaz ainsi qu'en aval du pont de Blyes. Les bancs les plus développés sont, à présent, dans ces secteurs de méandres mobiles. La végétalisation ne se produit que sur des superficies limitées en relation avec des processus d'érosion, dans le cadre de la migration progressive des boucles de méandres. Sur les autres secteurs, plus rectilignes, les bancs ne sont que des reliquats d'éléments autrefois plus dynamiques, fortement dégraissés et trop fréquemment immergés pour pouvoir être végétalisés.

Il est ainsi évident que les ouvrages hydroélectriques présents sur la partie amont de l'Ain n'ont été les éléments déclencheurs ni du processus de métamorphose fluviale débutant dans les années 1930, ni de la rétraction de la bande active intervenus dans les années 1945-1954. Cependant, d'après la littérature, il est indéniable que ce type d'infrastructure participe à la modification des variables de contrôle ainsi qu'à l'ajustement de nombreux paramètres du cours d'eau (pente, granulométrie, géométrie). Si l'influence de ces ouvrages ne semble pas avoir été déterminante au cours des ajustements passés (incision et rétraction), il est important d'évaluer dans quelle mesure ils y ont contribué et d'essayer de définir s'ils sont susceptibles d'engendrer à court ou moyen termes de nouvelles modifications du style fluvial actuel (fig. 2.23).

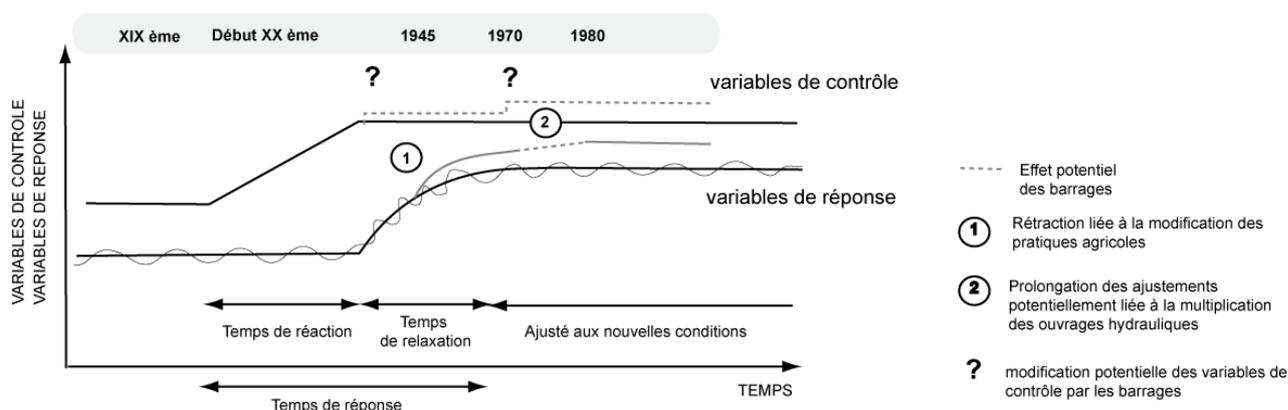


Figure 2.23 - Représentation schématique de la réponse fluviale de l'Ain dans sa basse vallée à la modification des variables de contrôle et effets potentiels des barrages dans cette trajectoire (d'après Knighton 1984 complété et modifié)

De par son style à méandres, l'Ain possède aujourd'hui dans sa basse vallée une diversité paysagère et donc une richesse écologique importante. La migration des méandres ainsi que leur recouplement naturel offrent en effet une grande variété d'habitats constituée d'unités paysagères sans cesse renouvelées à l'échelle de quelques décennies. Il s'agit alors de définir si cette nouvelle diversité paysagère, en place depuis près d'un demi-siècle, est susceptible d'être menacée par ces aménagements hydroélectriques. Pour cela, il est essentiel d'établir la nature ainsi que l'extension spatiale des perturbations qu'ils ont induites depuis leur construction.

Chapitre 2 – Partie 2

Ajustements morphologiques liés aux barrages

A/ Effets des barrages sur les variables de contrôle du système fluvial

1. Modification des débits liquides
2. Modification des débits solides

B/ Structuration longitudinale de la granulométrie du chenal de l'Ain

1. Introduction de deux concepts : affinement granulométrique et pavage
2. Éléments méthodologiques pour une analyse granulométrique longitudinale
3. Structure longitudinale de la granulométrie
4. Détermination du degré de pavage
5. Conclusion

C/ Évolution surfacique des bancs de galets

1. Méthodologie
2. Evolution surfacique des bancs à l'échelle de la basse vallée
3. Analyse spatiale de l'évolution surfacique des bancs

D/ Synthèse et discussion

1. De l'influence des barrages
2. Des gradients d'ajustement complexes
3. Perspectives

A/ Effets des barrages sur les variables de contrôle du système fluvial

1. Modification des débits liquides

Parmi les cinq ouvrages hydroélectriques construits sur l'Ain, seul le réservoir de Vouglans, mis en eau en 1968, est susceptible de modifier le régime hydrologique du cours d'eau (Agard *et al.*, 1968 cité dans Fagot *et al.*, 1989). L'effet de ce dernier sur les chroniques hydrologiques a déjà été abordé à plusieurs reprises par l'analyse des débits maximums annuels avant et après la construction de l'ouvrage en termes d'amplitude, de fréquence et de répartition (Bravard *et al.*, 1989 ; Piégay, 1995). Ces barrages ne sont cependant pas les seuls à participer à l'activité morphologique d'un cours d'eau. Nous allons ainsi chercher à compléter ces premiers résultats en mettant en évidence l'impact de cet ouvrage sur l'amplitude mais aussi la fréquence de l'ensemble des débits morphogènes.

1.1. Présentation des données

1.1.1. Données hydrologiques

Nous disposons de deux jeux de données différents : les débits maximums annuels depuis 1913, et les débits moyens journaliers depuis 1959.

Sur la période 1913-1959, les **débits maximums annuels** nous ont été fournis par la DDE de l'Ain et ont été mesurés à la station de Chazey. Ces données doivent être prudemment interprétées car leur origine précise n'a pu être déterminée. Nous savons qu'elles ont été levées à la station dite de Chazey-sur-Ain mais rien ne nous assure qu'il s'agisse effectivement de la station actuelle.

Ces informations ont été complétées par les données de **débits moyens journaliers** disponibles aux stations de Pont d'Ain et de Chazey-sur-Ain, à partir de la Banque nationale de données pour l'hydrométrie et l'hydrologie (banque HYDRO). Nous ne possédons malheureusement que dix années de chronique de débits moyens journaliers concernant la période avant barrage, ce qui est généralement insuffisant pour être considéré comme représentatif (20 à 30 ans sont en principes requis) et constitue le nombre minimum requis pour l'application de tests non-paramétriques.

Si les débits extrêmes, maximums et minimums annuels sont évidents à déterminer, la valeur à partir de laquelle un débit est considéré comme morphogène est plus délicate à définir. Nous définirons ici comme **débit morphogène** tout débit dont la valeur excède le débit de plein bord, ce dernier étant considéré comme caractéristique d'un point de vue géomorphologique à la fois en lit majeur et en lit mineur. Il est optimum en termes d'efficacité pour les modifications géomorphologiques au sein du lit mineur (Leopold *et al.*, 1964 ; Dury 1969 cité dans Bravard et Petit, 1997). La valeur estimée ici comme débit de plein bord ($530 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) correspond à la médiane des débits de connexion de la plaine alluviale mesurés sur des sites non incisés dans le cadre de précédents travaux (Dufour, 2005). Les débits de connexion extrapolés à partir de mesures hauteurs-débits sur les sites incisés étaient beaucoup trop élevés ($1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), ils n'ont été atteints que une ou deux fois sur l'ensemble de la chronique étudiée, pour pouvoir être pris en considération.

La modification des débits extrêmes et, plus largement, des débits morphogènes a été appréhendée à deux échelles temporelles : annuelle et intra-annuelle. La première présente un intérêt dans le sens où elle nous permet de travailler à partir des caractéristiques moyennes annuelles (fréquences des événements, amplitudes des débits extrêmes....) des années hydrologiques avant et après la construction du barrage. La seconde nous permet d'identifier si la répartition intra-annuelle des débits morphologiquement significatifs a été modifiée et ainsi d'observer si le fonctionnement du barrage de Vouglans est susceptible d'affecter ou non le développement de la végétation et, par extension, les conditions de rugosité ou la cohésion des sédiments constituant les bancs de galets.

1.1.2. Données pluviométriques

Nous avons également étudié la pluviométrie, pour voir si les variations des débits observées étaient imputables ou non à des variations climatiques. Des données relatives à la pluviométrie en amont du bassin versant (station météorologique d'Arinthod) ainsi que dans la basse vallée (station météorologique d'Ambérieu-en-Bugey) depuis 1949 ont été analysées. Elles ont été obtenues à partir du site de données en ligne de Météo France grâce aux crédits du laboratoire CRGA de l'université Lyon 3. Les précipitations journalières, les cumuls des précipitations annuelles, ainsi que le nombre de jours de pluie par an ont été retenus comme paramètres descriptifs.

1.2. Modification inter-annuelle des caractéristiques hydro-climatiques.

Comme dans la plupart des cas présentés dans la littérature, la comparaison des chroniques hydrologiques avant et après la construction du barrage de Vouglans nous permet d'observer une diminution significative ($p=0,0087$ test de Mann-Whitney) de l'amplitude et de la variabilité interannuelle des débits maximums annuels (fig. 2.24A).

L'altération hydrologique induite par la construction du barrage ne concerne pas exclusivement les débits extrêmes, mais également l'ensemble des débits morphogènes. Le nombre de jours pour lesquels ces débits sont atteints ou dépassés a été ainsi significativement réduit (fig. 2.24C).

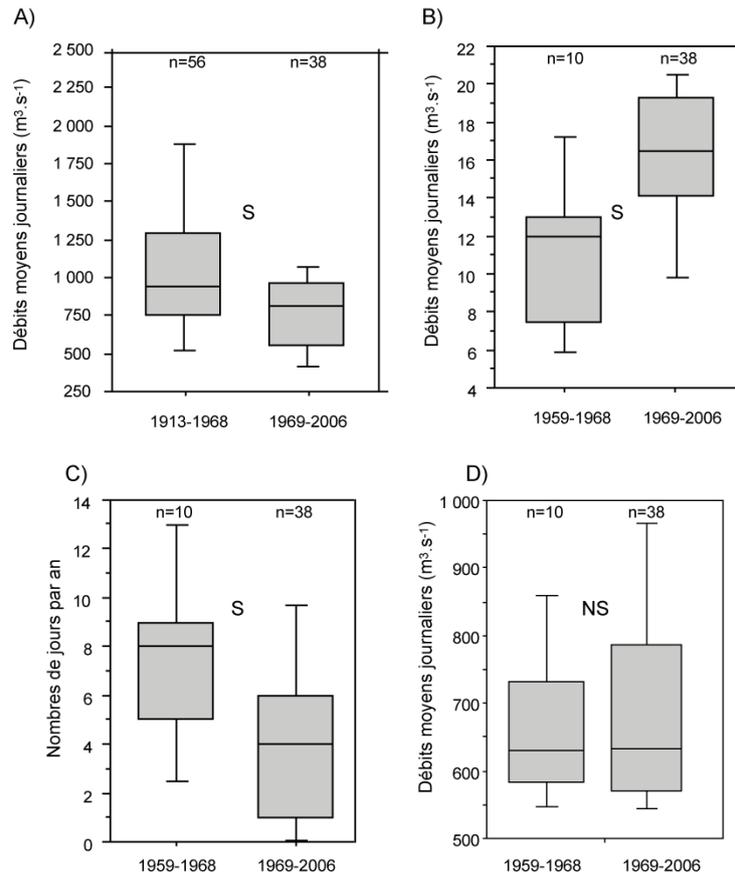


Figure 2.24 – Maximums (A) et (B) minimums annuels des débits moyens journaliers, (C) nombre de jours par an où les débits moyens journaliers ont excédé le débit de plein bord mesuré (530 m³.s⁻¹) et (D) distribution des valeurs des débits morphogènes avant et après la construction du barrage de Vouglans (1968)

Comme Bravard *et al.* (1991), nous notons cependant une réduction des pics de crue dès 1958 (fig. 2.24) soit dix ans avant la construction de l'ouvrage de Vouglans. De fait, les fluctuations des débits sont des phénomènes cycliques (Bravard *et al.*, 1989). Nous observons ainsi avant la construction du barrage de Vouglans, dans des conditions de débits naturels, que les crues les plus importantes (> 1700 m³.s⁻¹) ont une période de retour de 7 à 10 ans (fig. 2.25).

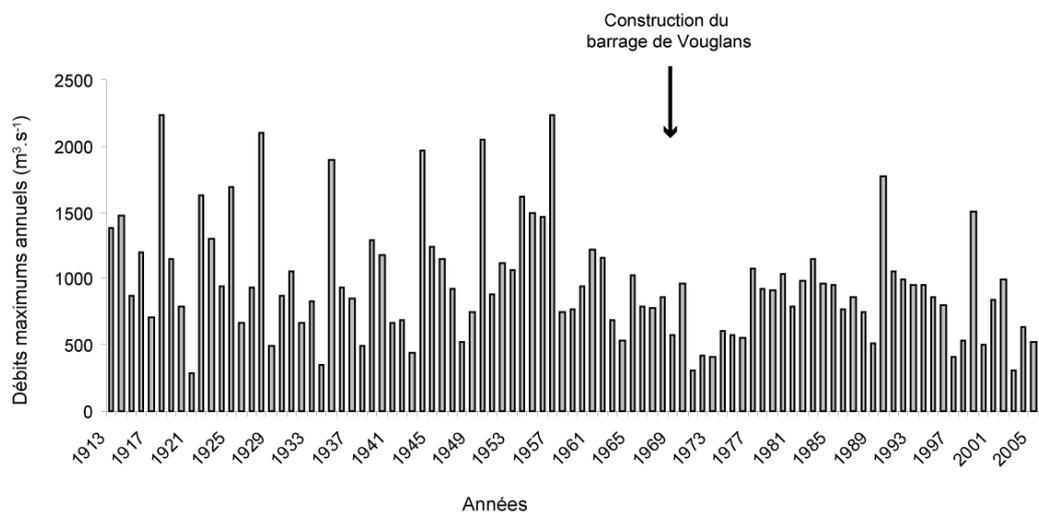


Figure 2.25- Débits maximums annuels à la station de Chazey-sur-Ain, de 1913 à 2006

Il apparaît que la période antérieure à 1960 correspond à une période humide, caractérisée par une plus forte pluviosité, qui semble prendre fin dès la fin des années 1950 ($p=0,012$) (fig. 2.26A), ce qui pourrait expliquer une diminution des débits maximums annuels antérieure à la construction du barrage de Vouglans (fig. 2.26B). Cette dernière est intervenue durant une période de faible pluviosité qui se traduit par une absence de différence significative ($p=0,47$) avant et après la construction du barrage (fig. 2.26 C et D).

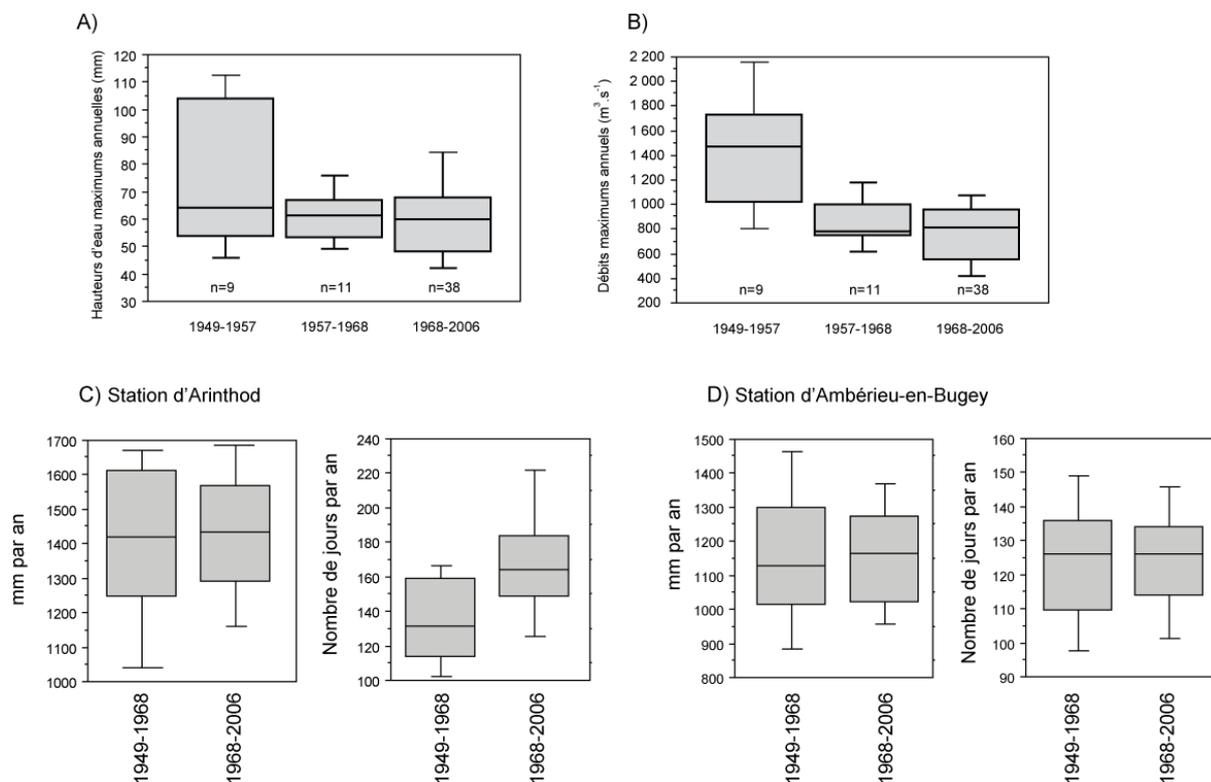


Figure 2.26 - Débits maximum annuels (A) et pluviométrie maximum annuelle à la station d'Arinthod (B) sur les périodes 1949-1957 (P1), 1957-1968 (P2) et 1968-2006 (P3) ($p=0,28$ entre P1 et P2 et $p=0,88$ entre P2 et P3, $p=0,85$ P1 et P3), et précipitations annuelles et nombre de jours de pluie avant et après la construction du barrage de Vouglans aux stations (C) d'Arinthod et (D) Ambérieu-en-Bugey.

Nous n'observons, en revanche, pas de différences significatives de la pluviosité avant et après 1968 qui soit susceptible d'expliquer la nette diminution du nombre de jours durant lesquels le débit de plein bord est dépassé (fig. 2.26C et D). Elle est invariante depuis 1949, que ce soit en tête ou au milieu du bassin versant.

La station jurassienne d'Arinthod montre une augmentation significative du nombre de jours de pluie ($p=0,0094$) sans que cela n'affecte les cumuls annuels de précipitations (fig. 2.26C). L'altération de la fréquence des débits morphogènes à partir de 1968 est donc imputable au barrage de Vouglans. Il faut souligner que cette altération ne porte que sur les fréquences et non sur les amplitudes des débits morphogènes, ces dernières n'ayant pas été significativement modifiées depuis 1959 ($p=0,65$) (fig. 2.23C et D).

Une altération portant sur différents paramètres hydrologiques, amplitude des débits maximums annuels et fréquence des débits morphogènes, est ainsi imputable à la mise en fonction du

barrage de Vouglans. Ces modifications vont toutes deux dans le sens d'une péjoration de l'activité morphologique du cours d'eau. Un relèvement des débits d'étiage ($p=0,003$ test de Mann-Whitney) est également observable du fait de la nouvelle répartition intra-annuelle des débits. Il faut noter que, depuis 1984, la Loi pêche (L232-5 du CR) contraint les ouvrages à laisser passer un débit minimal garantissant la vie, la circulation et la reproduction des espèces qui peuplent les eaux. Ce débit sur l'Ain a été fixé à $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, soit $1/10^{\text{ème}}$ du module, puis à $28 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ par la convention frayères (EDF/pêcheurs) sous réserve du débit entrant. Si l'augmentation de ces débits d'étiage est bénéfique pour les populations piscicoles, il est peu probable qu'elle ait des effets sur le développement de la végétation pionnière qui s'installe généralement sur le toit des bancs de galets.

Ces observations à l'échelle inter-annuelle ne sont pas suffisantes pour asseoir une réflexion complète de l'impact du barrage sur l'activité morphologique, un facteur important étant la période à laquelle intervient un débit morphogène. Celui-ci est théoriquement plus efficace pendant les périodes de repos végétatif que lorsque la végétation est déjà bien développée et joue pleinement son rôle de frein hydraulique et de protection contre les érosions. De plus, une réduction de la fréquence des débits morphogènes en période d'installation de la végétation pionnière (mai-juin) peut favoriser la colonisation végétale de la bande active et donc sa rétraction. Il est alors nécessaire d'analyser les modifications de répartition intra-annuelle de ces débits.

1.3. Modifications intra-annuelles des caractéristiques hydrologiques

Le détail mensuel des chroniques nous montre un schéma de modifications intra-annuelles complexe (fig. 2.27). L'effet du barrage se traduit, en automne (septembre-décembre) par une réduction de la fréquence des débits morphogènes et, au printemps, par une augmentation de ces mêmes fréquences (février-juillet), avec pour exception le mois de mars (fig. 2.27A). Avant 1968, 83 % des débits considérés comme morphogènes étaient observés de novembre à mars, contre 70 % après la construction de Vouglans. La mise en fonction de ce dernier a engendré une nouvelle répartition de ces débits en les rendant plus fréquents sur la période avril-juin. Ces débits morphogènes ont ainsi été diminués durant les périodes de repos végétatif et sont devenus au contraire plus fréquents lors des périodes de développement végétal.

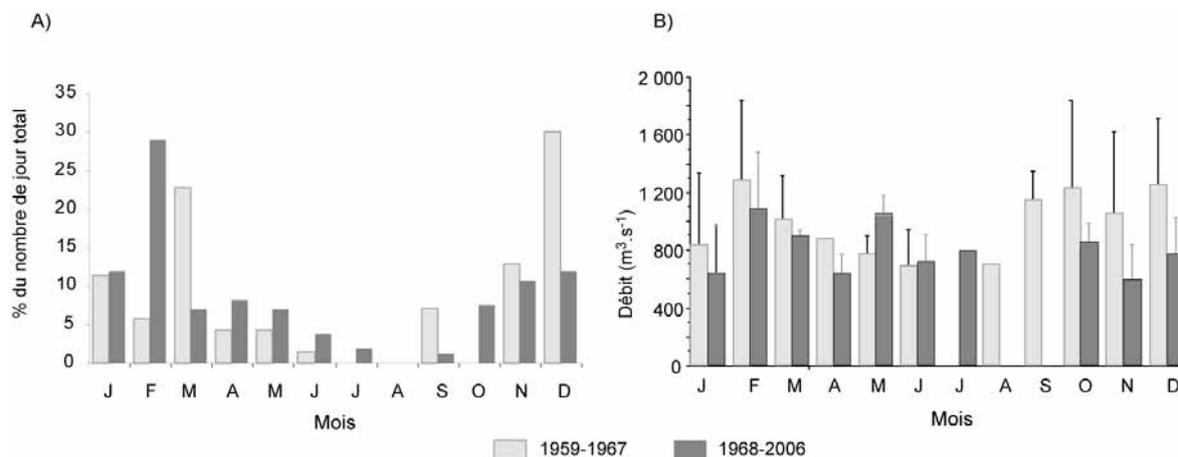


Figure 2.27 - Répartition intra-annuelle du nombre de jours où le débit de plein bord a été atteint ou excédé (A) et répartition mensuelle des débits maximums annuels (B) avant et après la construction du barrage de Vouglans

La période du printemps (mars-juin) reste également peu concernée par les réductions de pics de crue. L'écrêtage des crues intervient en effet principalement en automne et au début de l'hiver (septembre à janvier) (fig. 2.27B). Ainsi, en fin de période estivale, les gestionnaires du barrage de Vouglans reconstituent le stock hydrologique du réservoir largement entamé pour la production hydroélectrique durant la période d'étiage. Les capacités d'écrêtage des crues sont donc plus importantes en hiver qu'au printemps lorsque le réservoir est à nouveau plein.

En résumé, si le barrage de Vouglans n'est pas responsable de la rupture hydrologique majeure intervenue en 1957, il a cependant contribué à réduire la fréquence des débits morphogènes ainsi que la répartition intra-annuelle de ces derniers ainsi que des débits maximums annuels. Les crues de printemps étant faiblement écrêtées, voire augmentées, la construction du barrage de Vouglans n'a en rien favorisé le développement de la végétation pionnière qui se produit principalement de mai à juin (Foussadier, 1998). En revanche, l'écrêtement des crues d'hiver peut potentiellement limiter l'arrachage des pionniers et leur régénération, maintenant ainsi d'importantes rugosités ainsi qu'une plus forte cohésion des bancs. Cela limite donc potentiellement l'intérêt morphologique des débits considérés comme morphogènes en période hivernale, qui ne deviendraient alors pleinement efficaces qu'une fois les crues maximales annuelles intervenues (février), celles-ci étant plus susceptibles de déstructurer et d'arracher la végétation en place. Cependant, les interactions entre les différents types de crue et le développement de la végétation pionnière sont complexes et propres à chaque cours d'eau (Foussadier, 1998; Corenblit, 2006). Il conviendrait ainsi d'affiner le sens réel de ces interactions sur l'Ain par des études complémentaires spécifiques.

2. Modification des débits solides

La présence de barrages le long de l'Ain est susceptible de pouvoir modifier à la fois le transfert des sédiments charriés et ceux des sédiments en suspension. D'origine fluvio-glaciaire, la charge solide de l'Ain est essentiellement grossière, les particules susceptibles d'être transportées en suspension

(sables fins, limons, argiles) représentent moins de 5 % des matériaux composant les bancs de galets, d'après les données collectées par échantillonnage volumétrique (partie 2.B). Cette matrice participant peu à l'évolution des formes fluviales du lit mineur, nous ne prendrons en compte que la charge de fond. Déterminer l'impact du barrage sur le débit solide nécessite d'évaluer (i) si les barrages sont susceptibles d'entraver potentiellement le transfert des sédiments et (ii) si le bassin versant et les affluents principaux continuent de produire du sédiment qui serait effectivement piégé dans les réservoirs en amont des barrages.

Le premier point est le plus facile à éclaircir. Les barrages construits à partir de 1931 ne sont pas équipés de rampes à sédiments. De plus, aucun système visant à maintenir la continuité sédimentaire n'a été ajouté, comme les pompes à sédiments, montées sur barges, utilisées sur le Haut-Rhône. Ces ouvrages représentant des barrières physiques imperméables de plusieurs dizaines de mètres de hauteur, sans déverse, il n'est pas envisageable que le sédiment grossier parvienne à les passer. De plus, ils génèrent en amont d'importantes retenues d'eau, longues de plusieurs kilomètres (5 km en amont d'Allement, 2,4 km en amont de Cize Bolozon, et 35 km en amont de Vouglans) en amont desquelles se forment des deltas où se stocke la charge de fond qui ne parvient ainsi pas jusqu'à l'ouvrage à proprement parler.

Nous avons projeté d'aborder le second point à partir de la comparaison diachronique des relevés bathymétriques en amont des différents ouvrages fournis par EDF dans le cadre d'une convention établie en 2006. Cette administration ne dispose (ou ne peut communiquer) que des plans établis par photogrammétrie pour le renouvellement de la concession de Cize-Bolozon à l'échelle du 1/2000 et de quelques plans de la zone du Gringalet (partie aval de la retenue de Vouglans) (Poirel, communication personnelle), sans que ces mesures aient été répétées. Faute de données, nous n'avons donc pas pu procéder à cette analyse.

Le bassin versant de l'Ain est aujourd'hui fortement boisé et ne semble pas très actif en termes de production sédimentaire (photo. 2.3).



Photographie 2.3 - Bassin versant dans les gorges de l'Ain entre les barrages de Cize-Bolozon et Allement (cliché personnel)

Il est cependant démontré que les bassins versant, tous aussi boisés, des affluents tels que l'Albarine ou la Bienne continuent de fournir des sédiments. Ainsi, L'Albarine, dont la superficie du bassin versant représente 10 % du bassin versant total de l'Ain, fournit, malgré de nombreux aménagements et des curages répétés, 1000 à 1250 m³.an⁻¹ à la basse vallée (Loire, 2001 ; Malavoi; 2005). De plus, la Bienne continue de produire des sédiments, même si ces derniers ne parviennent pas jusqu'à l'Ain en raison de la présence de la retenue de Coiselet sur les deux derniers kilomètres de la Bienne avant sa confluence. De même, des petits affluents disposent de bassins versants productifs en sédiments. Ces derniers étant fortement équipés en ouvrages divers au niveau desquels les sédiments sont souvent extraits, la charge ne parvient cependant plus à transiter jusqu'à l'Ain (Landon, communication personnelle). Ainsi, il semble évident que le bassin versant continu de produire des volumes de sédiments, même si les quantités sont certes moins importantes qu'au début du 20^e siècle. La chaîne de barrages développée dans les gorges de l'Ain a alors théoriquement un effet conséquent sur le débit solide de la basse vallée de l'Ain, dans la mesure où elle interrompt totalement le transfert de la charge de fond.

Enfin, les quelques sédiments fournis par les affluents entre Allement et Pont d'Ain sont stockés temporairement en amont des seuils des microcentrales de Neuville-sur-Ain, Oussiat et Pont d'Ain qui font l'objet de curages réguliers. Ces curages ne sont restitués en aval de ces ouvrages que depuis 2 ou 3 ans (Deverchère, DDE de l'Ain, communication personnelle). Cette réintroduction semble participer à l'accélération récente de la reformation d'un banc de galets en aval de Pont d'Ain, curé en 1988 lors de la construction du pont autoroutier. Il existe donc un flux résiduel de sédiments en aval du barrage d'Allement probablement alimenté par les petits affluents, les stocks restant en amont des seuils.

L'incidence réelle des barrages sur la charge de fond n'est pas ici quantifiable. Même s'ils constituent une barrière infranchissable par la charge de fond et que les affluents semblent encore productifs, l'absence de suivi des dépôts sédimentaires en amont des retenues des réservoirs ne nous permet actuellement pas de déterminer si oui ou non d'importantes quantités de sédiments grossiers sont effectivement piégées. Les paragraphes suivants ont alors pour objectif d'établir si la basse vallée présente ou non un déficit sédimentaire, et si ce dernier a un lien avec la mise en place des ouvrages hydroélectriques. La mise en évidence de ce déficit va s'appuyer sur deux indices particulièrement sensibles à ce processus : le patron granulométrique à l'échelle de la basse vallée (Surian, 2002) et l'évolution temporelle et spatiale des superficies de bancs de galets.

Le rôle des barrages dans l'évolution récente de la basse vallée est à la fois hydrologique et sédimentaire. Nous avons pu précédemment observer que s'ils n'avaient pas participé au déclenchement la métamorphose de l'Ain, ils ont potentiellement un effet sur la dynamique actuelle du cours d'eau. Les paragraphes suivants ont pour objectif de quantifier le plus finement possible, d'après les jeux de données disponibles et de mesures collectées sur le terrain, l'extension spatiale actuelle des ajustements fluviaux en lien avec les modifications des variables de contrôle.

B/ Structuration longitudinale de la granulométrie du chenal de l'Ain

De nombreux auteurs soulignent que la mise en place de barrages est susceptible d'engendrer un pavage granulométrique se développant en direction de l'aval (Williams et Wolman, 1984 ; Kondolf, 1997). Dans le cas de l'Ain, de nombreuses études évoquent qualitativement cet aspect (Fagot *et al.*, 1989 ; Bravard *et al.*, 1991). Au moyen d'une analyse granulométrique longitudinale, nous allons donc chercher à déterminer si ce cours d'eau connaît ce phénomène, et, le cas échéant, déterminer l'extension spatiale et l'intensité de ce processus.

1. Introduction de deux concepts : l'affinement granulométrique et le pavage.

1.1. Affinement granulométrique

Les premiers commentaires à propos de l'affinement granulométrique sont dus à Léonard de Vinci, constatant dans son « *Codex Hammer* » (1504-1506), que la taille des particules d'un chenal se réduit de l'amont vers l'aval (Gomez *et al.*, 2001). Deux processus ont été rapidement évoqués pour expliquer ce phénomène : l'abrasion mécanique des particules et le tri hydraulique.

Le premier facteur a été fréquemment écarté, des expériences ayant démontré que si l'abrasion intervenait effectivement lors du transport, elle n'était pas suffisante pour expliquer des taux d'affinement beaucoup plus importants (Parker, 1991; Ferguson *et al.*, 1996 ; Rice, 1999).

Le second, le tri hydraulique, est lié aux différences de mise en mouvement, de transport et de dépôt en fonction de la taille et de la forme des particules (définition de Russel, 1939 citée dans Gomez *et al.*, 2001 ; Paola *et al.*, 1992 ; Seal *et al.*, 1997 ; Rice, 1999 ; Surian, 2002). Ainsi, il a été démontré que le tri s'exerçant durant la phase d'entraînement est faible par rapport à celui qui s'effectue lors des phases de dépôt des sédiments. Les sédiments grossiers sont généralement triés par taille, la forme étant un facteur de seconde importance (Carling, 1992). L'efficacité de la sélection en fonction de la forme peut cependant varier selon la taille de la particule (Bluck, 1982). Le degré de l'affinement dépend de la pente qui, quand elle diminue, engendre une décroissance de la capacité de transport du cours d'eau (Sea *et al.*, 1997 ; Rice, 1999 ; Gomez *et al.*, 2001).

L'efficacité avec laquelle le processus de tri s'opère est ainsi dépendante du degré d'exhaussement associé aux entrées sédimentaires latérales en amont et à l'aval de chaque tronçon homogène d'affinement granulométrique (Rice, 1999). L'affinement longitudinal est communément modélisé à partir d'une réduction exponentielle de la taille des particules vers l'aval (Krumbein, 1937 *in* Powel, 1998) (fig. 2.28) :

$$D = D_0 \cdot e^{-\alpha x}$$

où D correspond aux caractéristiques des particules (habituellement, le D_{50} ou la moyenne des tailles des particules de surface),

D_0 aux caractéristiques initiales pour $x = 0$,

x à la distance et

α étant un coefficient empirique de diminution positif (Powel 1998).

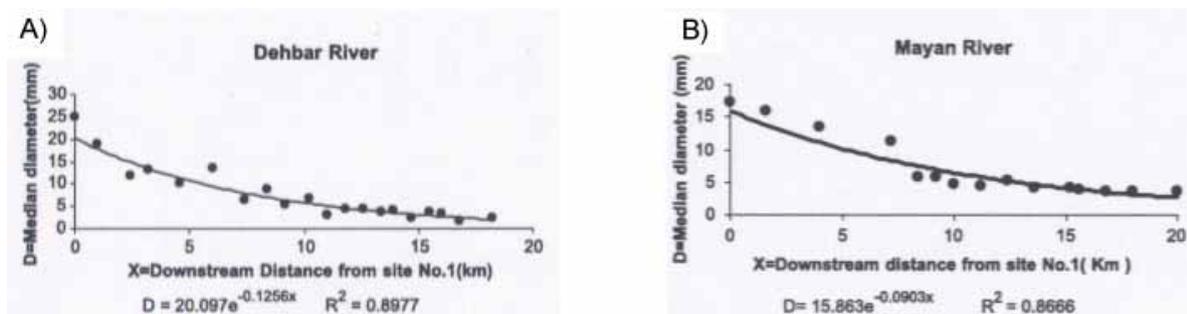


Figure 2.28 - Exemples d'affinement granulométrique sur les rivières (A) Dehbar et (B) Mayan, dans le Nord-est de l'Iran (Moussavi-Harami et al., 2004)

A l'échelle d'une rivière, l'affinement n'est pas toujours continu ou systématique et les structures granulométriques résultantes sont donc souvent plus complexes qu'un simple modèle d'affinement exponentiel (Pizzuto, 1995 ; Gasparini *et al.*, 1999 ; Surian, 2002). Celui-ci peut être altéré par des apports latéraux ou la contribution d'affluents qui redéfinissent périodiquement les distributions granulométriques (Rice et Church 1998; Deroanne et Petit, 1999 ; Rice, 1999) ou encore par des interventions anthropiques (construction de barrage, extraction de matériaux) (Surian, 2002). Si l'importance des affluents est largement reconnue, Rice (1998) a pu mettre en évidence qu'ils n'ont pas tous un effet significatif. L'influence des apports sédimentaires (affluents ou érosions de berge) sur le modèle d'affinement granulométrique dépend alors de la proportion de ces entrées et de la texture du matériau (Rice, 1998). Gomez *et al.* (2001) n'ont, par exemple, pas observé d'impact des affluents sur la distribution longitudinale granulométrique du chenal de la Waipaoa River (Nouvelle Zélande), ses affluents présentant des caractéristiques granulométriques similaires à celles de ce chenal. L'altération du modèle d'affinement a souvent été observée, notamment à l'aval des barrages qui modifient à la fois les régimes d'écoulement et les dynamiques sédimentaires (Surian, 1999). Ainsi, Surian (2002) constate sur la Piave (Italie), à l'aval de deux barrages, un accroissement de la taille des particules qui perturbe le modèle d'affinement.

1.2. Pavages et armurages

Les armures et pavages sont des surfaces à ségrégation qui se caractérisent par une couche de graviers dont l'épaisseur représente l'équivalent du diamètre des particules ; le matériau qui les constitue est à la fois plus grossier et mieux trié que le matériau sous-jacent qu'il protège de l'érosion (Bravard et Petit, 1997). La plupart des cours d'eau présentent ce type de surface (Whiting et King, 2003). La notion de pavage a été abordée pour la première fois dans une publication de Harrison en 1950 et celle de l'armure par Livesey en 1965. Ce dernier indique clairement que ces deux termes sont synonymes (Gomez 1984). Leur différenciation est ensuite formulée par Bray et Church (1980) qui estiment que l'armure est mobilisable, contrairement au pavage. L'armure est ainsi considérée comme une protection temporaire souvent remaniée, alors que le pavage est une protection semi-permanente (Richards et Clifford, 1991). Chacune se définit à l'aide d'une période de non-mobilisation et d'un coefficient d'imbrication. Gomez (1984) suggère finalement que les termes « armure » et

« pavage » sont interchangeables et qu'il n'existe pas de processus de ségrégation particulier associé à chacun de ces termes. Selon lui, la base élémentaire de distinction entre les différents types de surface où la ségrégation s'applique est la mobilité ou non de l'ensemble des grains quelle que soit leur taille pour le débit le plus courant. Il introduit ainsi les notions de *stable armour-pavement* et *unstable armour-pavement*. Les deux termes ne permettant pas la différenciation de processus ségrégatifs, nous utiliserons le terme générique de pavage.

Parmi les nombreuses interprétations avancées pour expliquer la formation de la couche pavée, deux processus ont été plus fréquemment retenus : les processus de « vannage vers l'aval » (*downstream winnowing*) (Gomez, 1984) et celui de « vannage vertical » (*vertical winnowing*) (Milhous, 1973 ; Parker et Klingeman, 1982). Le premier suggère que le pavage se produit lorsque les apports de sédiments sont inférieurs aux volumes que le chenal a la capacité de transporter. Les sédiments les plus fins de la couche de surface sont ainsi exportés vers l'aval tout en étant localement partiellement renouvelés (Dietrich *et al.*, 1989 ; Lisle *et al.*, 1993 ; Buffington et Montgomery, 1999). La seconde interprétation considère, en revanche, le pavage comme un phénomène de lit mobile et une condition nécessaire à la réalisation du concept de mobilité équivalente (*equal mobility*) selon lequel il n'existe pas de différence de mobilité entre les différentes fractions granulométriques (Ramez, 1995). Chaque fois qu'une grosse particule est délogée, elle laisse un « trou » dans le lit. Les plus petites particules qui s'y logent sont ensuite recouvertes et migrent progressivement vers la couche de subsurface, en réduisant leur possibilité de ré-érosion. Peu importe alors le pourcentage de petites particules d'une taille donnée stockées dans le lit (subpavage) car aucune ne peut bouger si elle n'est pas contenue dans la couche de surface. Ainsi, la relative mobilité des petites (grosses) particules de subsurface peut être réduite (augmentée) jusqu'à ce que l'*equal mobility* soit possible, c'est-à-dire que toutes les particules soient transportées en rapport avec leur proportion relative dans le matériel du lit et que la charge de fond et le matériel du lit présentent les mêmes distributions (Gomez *et al.*, 2001).

Ces deux processus de vannage sont ainsi fondamentalement différents, l'un (*vertical winnowing*) nécessitant le mouvement des grosses particules alors que l'autre (*downstream winnowing*) requiert qu'elles ne bougent pas (Klingeman, 1982).

Nous avons pu constater, dans la littérature, que la présence des barrages contribue souvent au développement d'un front de pavage (Galay, 1983 ; Williams et Wolman, 1984 ; Kondolf, 1997). Dans le but de mettre en évidence ce processus sur la basse vallée de l'Ain, nous allons dans un premier temps analyser la distribution granulométrique longitudinale du cours d'eau et définir (i) si nous observons un modèle d'affinement granulométrique effectivement affecté par le développement d'un pavage en amont et (ii) sur quelle étendue ce pavage s'est actuellement propagé. Dans un second temps, nous analyserons si ce pavage est lié ou non à un déficit sédimentaire.

2. Éléments méthodologiques pour une analyse granulométrique longitudinale

La mise en évidence d'un éventuel pavage du fait d'un déficit sédimentaire à l'échelle de la basse vallée, nécessite une analyse granulométrique détaillée et donc un grand nombre d'échantillons. Cette analyse a donc été conduite à l'aide d'une technique automatique de reconnaissance de particules sur photographies numériques développée et testée pour cette étude. Nous avons abordé ce point en trois temps (fig. 2.29).

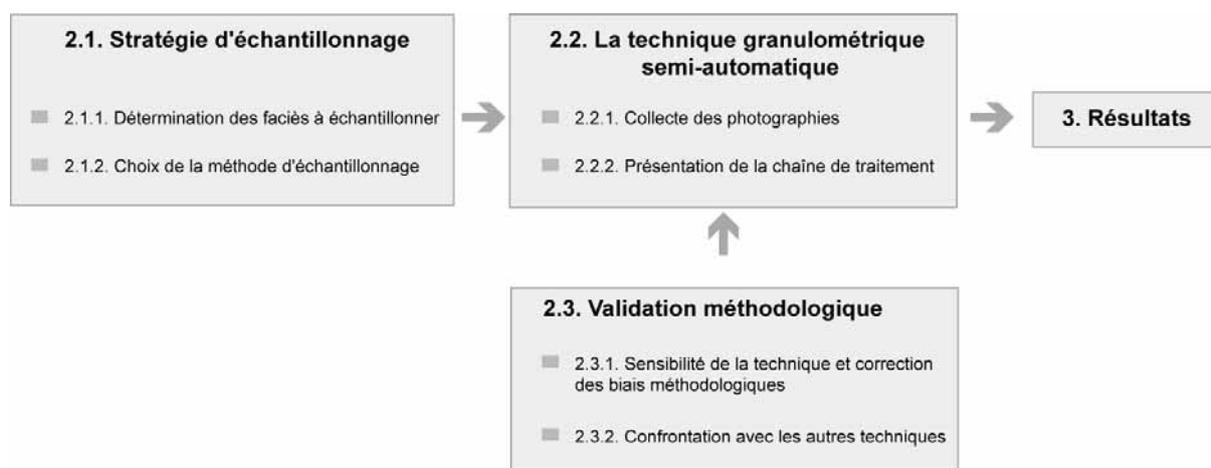


Figure 2.29 – Représentation schématique des différentes étapes méthodologiques de caractérisation de la granulométrie de surface

2.1. Stratégie d'échantillonnage

2.1.1. Détermination des faciès

Pour procéder à une étude des variations longitudinales de la taille des sédiments, un soin particulier doit être porté au fait d'échantillonner toujours les faciès associés à un environnement sédimentaire particulier, afin d'éviter la confusion entre les variations locales et le patron longitudinal (Rice et Church, 1998). Une grande partie des travaux portant sur l'affinement granulométrique a été menée à partir de l'échantillonnage des particules les plus grossières du matériel actif (sans couverture de mousse ou de lichen) (Church et Kellerhals, 1978 ; Rice et Church, 1996 ; 1998). Ces faciès sont souvent retenus car, facilement identifiables, ils sont directement reliés aux mécanismes de contrôle hydrauliques (tels que la capacité de transport et l'abrasion) (Surian, 2002). De plus, le choix de ces faciès évite l'échantillonnage de sites à faible énergie dont la signification géomorphologique ou hydraulique est moindre (Surian, 2002). D'après des observations *in situ*, ces auteurs ont remarqué que ces faciès se trouvaient le plus souvent en tête de banc, à proximité du chenal, où l'on retrouve les plus fortes énergies.

Dans le cadre de notre analyse, nous avons, en 2001, échantillonné systématiquement les faciès grossiers présents au niveau des têtes de bancs rencontrés depuis le barrage d'Allement jusqu'à la confluence du Rhône. Cette collecte systématique n'a pas pour objectif d'être représentative de l'ensemble de la basse vallée de l'Ain mais vise à identifier, le plus clairement possible, l'évolution longitudinale de la taille des faciès les plus grossiers.

2.1.2. Choix de la méthode d'échantillonnage

Il existe de nombreuses techniques d'échantillonnage de la couche de surface qui permettent une estimation plus ou moins fine de la taille des sédiments.

- **l'échantillonnage par maillage** (*grid sampling*) (Wolman, 1954) ou « méthode du quadrillage » (Cailleux et Tricart, 1959). Cette méthode est la plus couramment utilisée (Assani, 1997). Elle consiste à placer une grille sur la surface à échantillonner et à mesurer toutes les particules situées sous les nœuds de celle-ci.
- **l'échantillonnage par transect** (*transect sampling*) (Muir, 1969). Il s'agit d'une alternative à l'échantillonnage par grille, qui consiste à poser une bande au sol puis échantillonner le long de cette bande à intervalles réguliers, en fonction de la taille de la plus grosse particule.
- **l'échantillonnage aréolaire** (*aerial sampling*) consiste à échantillonner toutes les particules sur une surface donnée.
- **l'échantillonnage visuel** (*visual sampling*). Il s'agit, la plupart du temps, d'estimer visuellement les classes granulométriques dominantes. Rapide dans son application, il ne permet pas une estimation fine de la taille des particules et consiste plutôt à caractériser la structure de la parcelle (Kondolf *et al.*, 2003). Une variante a cependant été récemment développée afin d'obtenir des résultats comparables à ceux acquis par les autres techniques (Latulippe *et al.*, 2001)

Procéder à un échantillonnage granulométrique sur des faciès exondés n'est pas chose aisée à réaliser si l'on souhaite que les mesures soient rigoureusement représentatives d'un site, d'une distribution ou d'une période de temps. Il existe en effet une importante variabilité verticale, latérale et longitudinale dans la composition du matériel (Kellerhals et Bray, 1971) et il faut s'assurer tout d'abord, que l'échantillonnage réalisé soit représentatif des surfaces étudiées. Ensuite, l'étendue granulométrique des sédiments présents dans les rivières étant très large, il est nécessaire de porter une attention particulière à la taille minimale des échantillons (surface ou nombre de particules) pour que ceux-ci soient représentatifs et que les résultats obtenus soient suffisamment précis, en fonction des objectifs fixés (Church *et al.*, 1987, Rice et Church, 1996, Ferguson et Paola, 1997). Enfin, le transport des sédiments entraîne une importante variabilité temporelle de la distribution spatiale des sédiments (Kellerhals, 1967 cité dans Butler *et al.*, 2002) et contraint à multiplier les campagnes d'échantillonnage si l'on désire rester représentatif des conditions actuelles. Ces questions de représentativité font que la réalisation d'échantillonnages granulométriques à l'aide de méthodes manuelles nécessite d'importants investissements en termes de temps de travail de terrain. Le linéaire étudié (environ 50 km) et le nombre d'échantillons nécessaires dans le cadre de notre étude étant importants, il aurait été difficile de procéder à un échantillonnage manuel classique. Nous avons donc

cherché à développer et à appliquer une technique plus appropriée, moins consommatrice de temps, que nous décrivons ci-dessous.

L'approche par extraction automatique consiste à définir automatiquement les contours de particules présentes sur des images numériques, puis à mesurer les différents axes (a et b) de ces particules. Cette technique offre une nouvelle alternative dont les intérêts sont multiples. Quelques groupes de recherche ont ainsi récemment développé et testé des chaînes de traitements dans différentes conditions (McEwan *et al.*, 2000 ; Reid *et al.*, 2001 ; Rollet *et al.*, 2001 ; Butler *et al.*, 2002 ; Sime et Ferguson, 2003 ; Graham *et al.*, 2005a). Quasiment toutes sont basées sur les développements effectués dans le cadre des recherches biomédicales, à partir de segmentations d'images et de mesures (Bankman, 2000 cité dans Graham *et al.*, 2005), déjà largement utilisées en sciences de la terre (Ghalib et Hryciw, 1999 ; Posadas *et al.*, 2003 ; Perring *et al.*, 2004) et en ingénierie civile (Alshibli et Alsaleh, 2004 ; Wettimuny et Penumadu, 2004). Nous distinguons deux grandes familles dans ce type d'approche : les méthodes semi-automatiques, où l'étape du seuillage nécessite une intervention de la part de l'opérateur (Rollet, 2002), et automatiques, où l'ensemble des étapes est automatisé (Graham *et al.*, 2005a).

Les avantages présentés par cette technique sont nombreux. L'un des principaux réside dans la réduction considérable du temps et du coût de la collecte de données sur le terrain (tab. 2.6) comparé à l'application de techniques manuelles. Puisque le temps nécessaire à la collecte est raccourci, les conditions d'acquisition des données peuvent être constantes (météo, débits...).

Tableau 2.6 - Temps et coûts de collecte et de traitement des données pour 109 échantillonnages granulométriques

	Manuelle (Wolman ¹)	Méthode semi- automatique	Méthode automatique
Travail de terrain (jour/2pers)	10	1	1
Traitement des données (jour/pers)	1	7	1-2
Coût total (euros)	9 350 (10X900 ² +1X350)	3 350 (1X900 ¹ +7x350)	1 600 (1X900 ¹ +2X350)
Coût/échantillon (euros)	85	30	15
Temps/échantillon (mn)	50	35	15

¹ : échantillonnage Wolman avec au moins 200 particules

² : le montant donné prend en compte le salaire de deux personnes niveau technicien (2X350 euros) pour une journée de terrain ainsi que la nourriture, le transport et les nuitées pour deux personnes (2X100 euros)

De plus, plusieurs paramètres peuvent être simultanément déterminés (aire, périmètres, axe b...) sans que le temps de manipulation soit augmenté. La réalisation de photographies permet la constitution d'une banque de données sur laquelle il est possible de revenir pour collecter des paramètres complémentaires et plus spécifiques (ex : utilisation de la couleur des grains pour déterminer leur lithologie...) potentiellement utiles dans le cadre d'études ultérieures. L'utilisation de techniques automatiques permet également d'accroître considérablement l'étendue spatiale ainsi que le nombre de grains échantillonnés sans pour autant augmenter le temps nécessaire à la collecte de la donnée. La possibilité de couvrir facilement un banc entier en utilisant, par exemple, un mât

télescopique, limite les problèmes de choix de faciès à échantillonner. Il s'agit enfin d'une technique non destructive qui peut donc être répétée sur un même faciès sans que sa structure soit affectée. Il est ainsi possible d'échantillonner des secteurs écologiquement sensibles comme des zones de frayères et de suivre l'évolution naturelle de la distribution granulométrique d'un même faciès. Cette technique reste cependant encore limitée à l'échantillonnage de faciès exondés (Bunt et Abt, 2001) et ne permet pas la mesure des particules fines constituant la matrice des faciès (Rollet, 2002 ; Rollet *et al.*, en cours).

Cette approche étant plus rapide et moins coûteuse à mettre en œuvre, il est alors possible de multiplier le nombre d'échantillons et de procéder à une analyse beaucoup plus fine des phénomènes.

2.2. La technique granulométrique semi-automatique

2.3.1. Collecte des photographies numériques

Afin d'obtenir des images exploitables, certaines règles fondamentales ont dû être respectées lors de la prise des clichés :

- s'assurer de l'horizontalité de l'objectif de l'appareil photo pour éviter toute distorsion de l'image,
- limiter au maximum les ombres portées, et,
- obtenir la luminosité la plus homogène possible en évitant d'avoir des parties sur ou sous exposées. Le mieux est de masquer la lumière du soleil et d'utiliser un flash externe (Graham *et al.*, 2005a).

Nous sommes partis d'un jeu de 109 photographies brutes non rectifiées, la rectification n'apportant pas de précisions majeures (Butler *et al.*, 2002).

2.3.2. Présentation de la chaîne de traitement

Notre chaîne de traitement, développée par B. Lacaze, comporte 3 étapes (fig. 2.30). Les deux premières sont réalisées avec le logiciel Micromorph, logiciel de traitement d'images utilisant la morphologie mathématique, développé au Centre de morphologie mathématique (CMM) de l'École des mines de Paris.

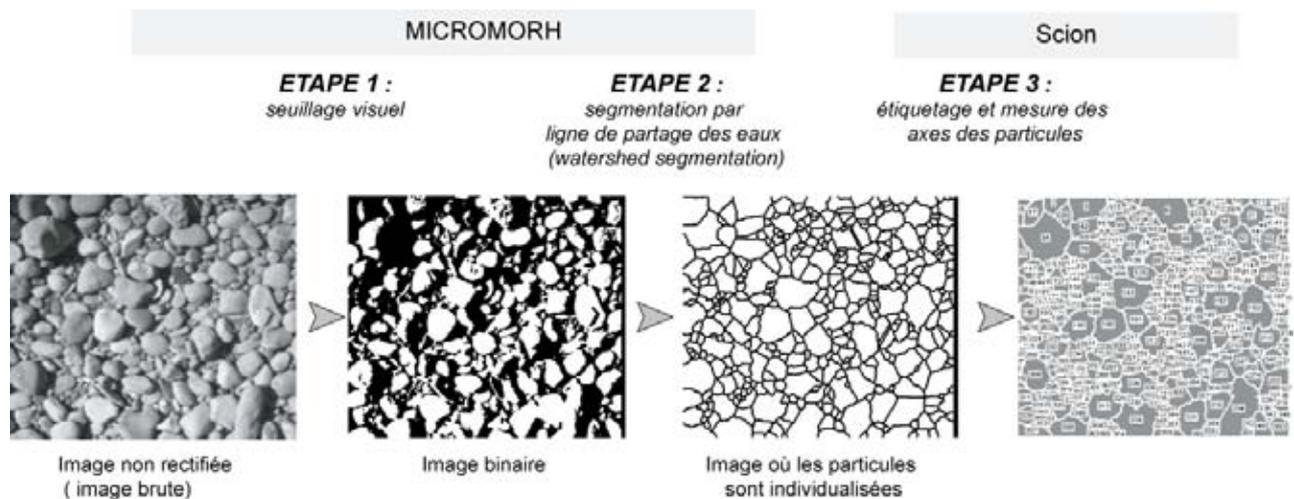


Figure 2.30 - Chaîne de procédures utilisée pour la génération des distributions granulométriques. Les étapes de traitements figurent en italique.

La première étape, le **seuillage visuel**, consiste à déterminer visuellement une valeur de niveau de gris à partir de laquelle seront définis les pixels qui seront codés en valeur 0 (le galet) et en valeur 1 (le non galet) (fig. 2.31). La valeur considérée comme bonne par l'opérateur est celle assurant visuellement le bon compromis entre l'identification d'aires de particules les plus complètes possibles et une bonne individualisation de chacun des éléments (fig. 2.31A). Si cette valeur est trop basse (fig. 2.31B), nous observons que l'aire des particules semble complète, mais qu'il est difficile de distinguer les contours de certaines d'entre elles qui vont alors être confondues en un seul galet. Dans le cas opposé (fig. 2.31C), les limites entre particules sont évidentes mais beaucoup de surfaces sont tronquées ou peu homogènes. Il en résulte une sur-segmentation des particules et une sous-estimation de leur taille.

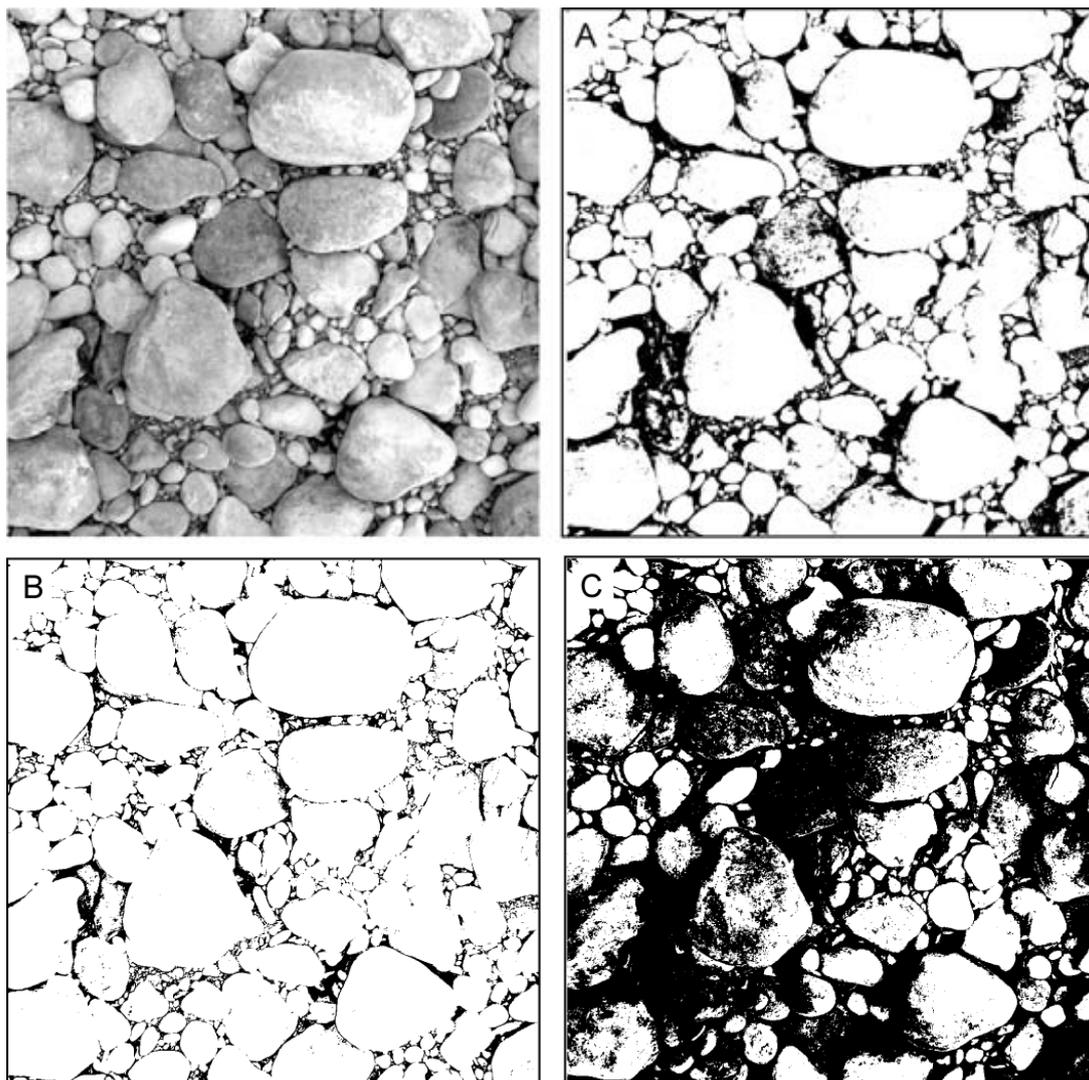


Figure 2.31 - Photographie de placette en niveau de gris et images binaires résultant de différents choix de valeurs seuil. (A) correspond à un résultat jugé correct par l'opérateur (niveau de gris 124), alors que les images B et C correspondent au choix de valeurs seuil jugées (B) trop basse (niveau de gris 77) et (C) trop élevée (niveau de gris 184) par l'opérateur

L'étape 2 consiste à appliquer l'algorithme de **segmentation par ligne de partage des eaux (*Watershed segmentation*)** développé en morphologie mathématique, et initialement proposé par Digabel et Lantuéjoul (1977), à l'image binaire précédemment obtenue. Cet algorithme de segmentation d'images revient à décomposer une image en régions homogènes d'après les principes de définition des lignes de partage des eaux (LEP), en utilisant la description des images en termes géographiques. Une image peut en effet être perçue comme un relief si l'on associe le niveau de gris de chaque point à une altitude. Il est alors possible de définir la ligne de partage des eaux comme étant la crête formant la limite entre deux bassins versants. Sur nos images binaires, l'équivalent des lignes de crête (contours des particules) étant codé en 1 et l'équivalent des bassins-versants, les galets, en 0, l'établissement de la ligne de partage des eaux est alors possible.

Au cours de la troisième étape, l'image du squelette résultant du processus de segmentation est exploitée sous le logiciel Scion pour l'**étiquetage et la mesure** des axes b de chaque particule. Les

axes mesurés correspondent aux axes mineurs de l'ellipse s'ajustant au mieux à chaque particule. Par l'activation de l'option « *ignore particles touching edge* », les particules tronquées par les bords de l'image ne sont pas mesurées. Les résultats obtenus sont équivalents à ceux obtenus au moyen des mesures effectuées à l'aide d'une règle et non d'un gabarit.

2.3. Validation méthodologique

Les sources d'erreurs inhérentes à cette chaîne de traitement sont multiples. Elles sont liées :

- au choix du seuillage visuel pour la transformation en image binaire,
- au processus de segmentation des particules,
- à la représentativité de l'image (nombre de particules, taille de parcelles),
- à l'imbrication des sédiments.

La sensibilité des trois premiers paramètres a été testée à partir des 109 échantillons collectés. La quantification de l'effet de l'imbrication des particules sur les mesures des axes b et la validation générale de la méthode a été appréhendée à partir de jeux de données tests complémentaires permettant une confrontation des mesures effectuées sur une même placette directement sur le terrain et par analyse semi-automatique.

2.4.1. Sensibilité de la technique et correction des biais méthodologiques

a) Le seuillage visuel

Dans le but de déterminer si le choix du seuillage engendre une importante variabilité des résultats, nous avons effectué un test à partir de 11 opérateurs différents. Ceux-ci ont déterminé visuellement un niveau de seuillage sur deux images dont les caractéristiques granulométriques sont très contrastées.

Les résultats de ces tests montrent que 70 % des opérateurs, quelle que soit l'image considérée, choisissent des valeurs de gris comprises entre 100 et 130, ce qui entraîne une variabilité des résultats par rapport à ceux issus d'une digitalisation manuelle des contours de particules, de l'ordre de 1,5 à 3 mm pour le D50, soit 9 et 18 % et de 5 à 9 mm pour le D90 soit 14 % et 25 % (fig. 2.32). Il est donc nécessaire que ce soit toujours le même opérateur qui procède à la détermination des valeurs de seuillage.

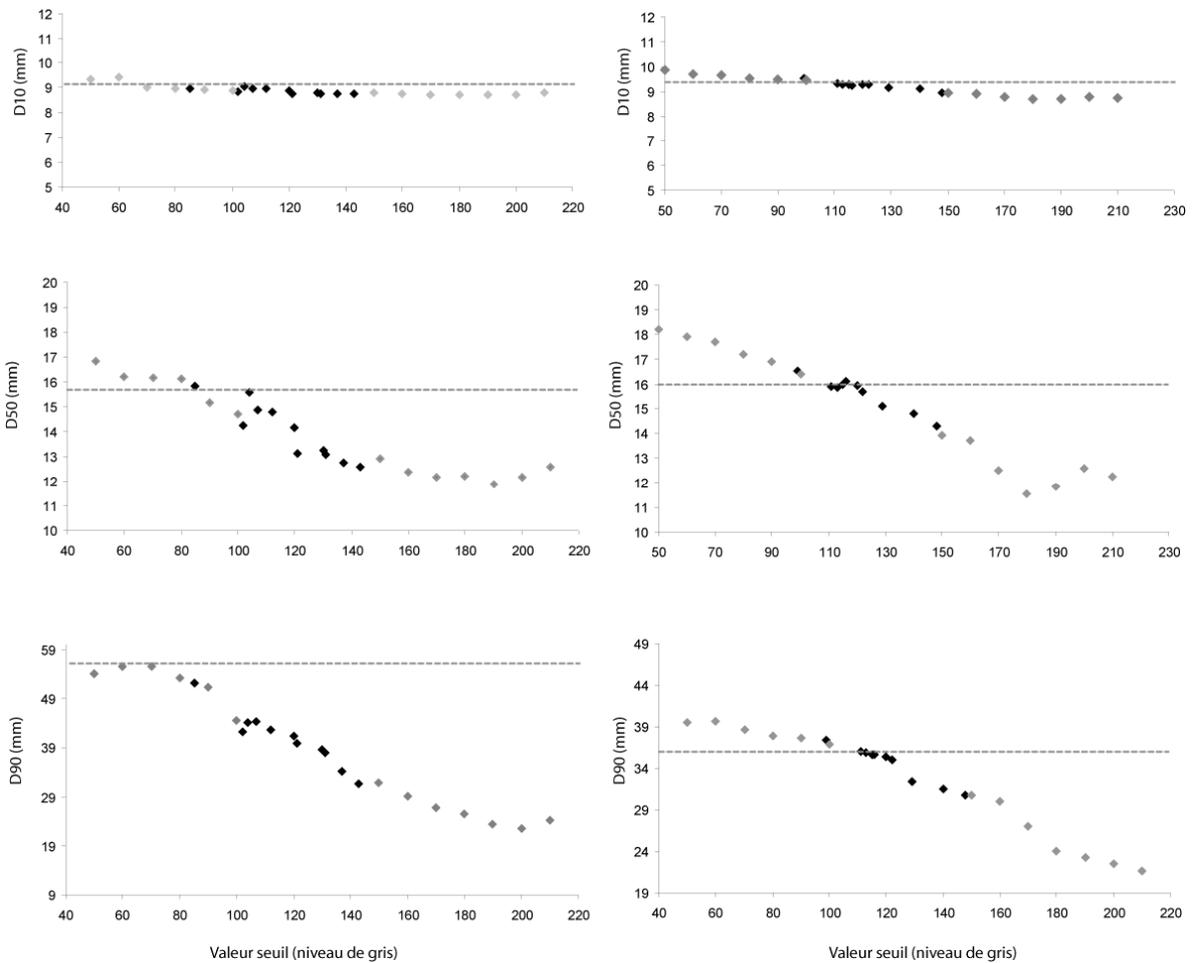


Figure 2.32 - Effet de la variabilité des valeurs seuils, choisies par différents opérateurs (◆) ou définies de façon systématique tous les 10 niveaux de gris (◇), sur les distributions granulométriques résultant des procédés d'extraction automatique sur deux placettes test. La ligne en pointillée correspond aux valeurs de D10, D50 et D90 obtenues à partir de digitalisation manuelle des contours des particules

b) Le processus de segmentation

L'application de l'algorithme de segmentation peut être délicate si l'exposition des particules, la régularité de leur surface ou leur propreté varient. Il en résulte des problèmes de sur-segmentation des grosses particules (erreur de type 1) ou d'agglomération de petites (erreur de type 2) alors reconnues comme une seule et même particule (fig. 2.33).

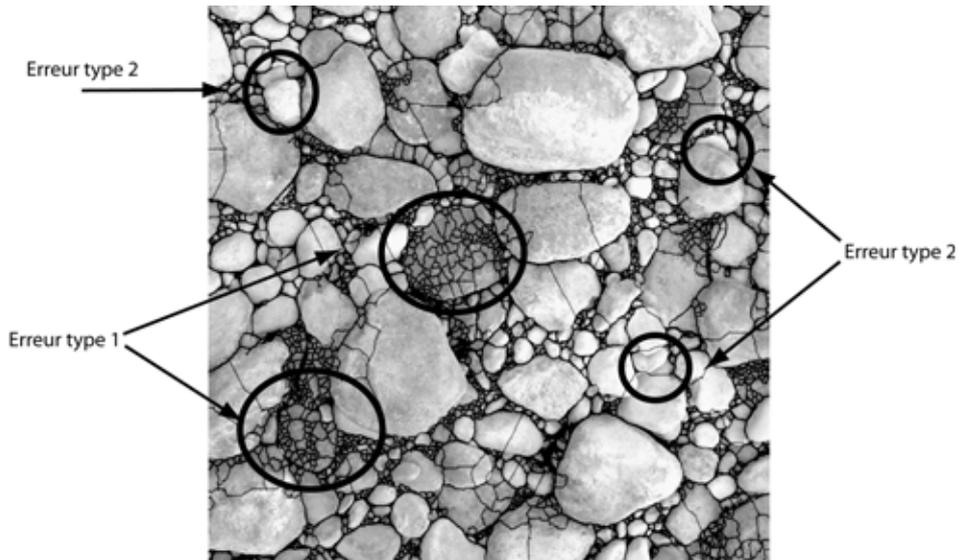


Figure 2.33 - Illustration des problèmes de sur-segmentation (type 1) et d'agglomération des particules (type 2)

Nous avons testé, sur 6 placettes différentes, l'effet d'une correction manuelle des squelettes issus d'extraction automatique sur les distributions granulométriques. Par correction manuelle, nous entendons toute correction amenée par l'opérateur sur le tracé des contours des particules, après l'étape de reconnaissance automatique, à l'aide d'outils de dessin sous le logiciel Photoshop (ex : suppression des sur-segmentations). Nous avons ainsi pu observer que cette correction avait un effet négligeable sur les petits percentiles, mais pouvait modifier de l'ordre de 20 % les D50 et D90. L'importance des modifications semble dépendante de la taille initiale des particules et de l'hétérogénéité des faciès échantillonnés. Ce dernier paramètre est appréhendé par le calcul du coefficient de tri (*sorting index*) qui permet d'évaluer le degré d'hétérogénéité des faciès granulométriques. Plusieurs formules sont disponibles pour le calcul de ce coefficient (Bunte et Abt, 2001) et nous avons retenu celle d'Inman (1952) qui repose sur l'écart des D16 et D84 :

$$Si = \left| \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \right|$$

Où ϕ_{84} et ϕ_{16} correspondent respectivement aux D84 et D16 en unité Phi ($= -\log_2(D)$).

Plus le coefficient de tri est élevé, plus la distribution d'un faciès est hétérométrique.

Les distributions semblent peu modifiées à la suite des corrections manuelles (variation de moins de 10 %) lorsque les parcelles présentent un D50 compris entre 13 et 20 mm et un coefficient de tri entre 0,15 et 0,35 (fig. 2.34)

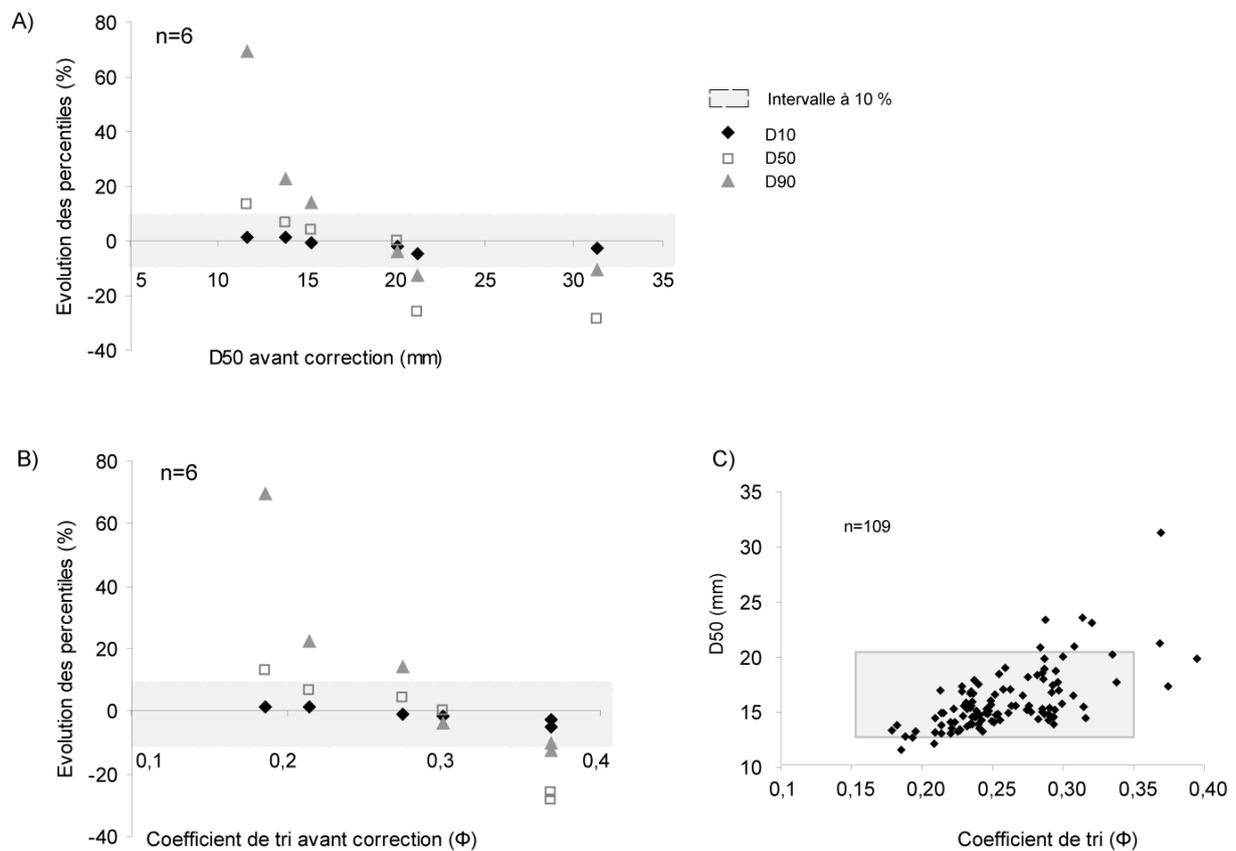


Figure 2.34 - Effet de la correction manuelle des squelettes issus de l'extraction automatique sur les différents percentiles en fonction (A) du D50 initial et (B) du coefficient de tri des particules et (C) Caractéristiques granulométriques des 109 parcelles échantillonnées. Les parcelles dont les caractéristiques se situent dans la zone grisée (D50 compris entre 13 et 20mm et Si compris entre 0,15 et 0,35) ne nécessitent pas de correction manuelle de leur squelette

Plus de 90 % des échantillons traités présentent un D50 et un coefficient de tri compris dans cette fourchette de valeur (fig. 2.34C). Nous n'avons donc pas procédé à une correction systématique des squelettes et économisé un temps de traitement important (environ 15 mn par image)

c) La taille des placettes échantillonnées

D'après la littérature, la taille minimale des parcelles à échantillonner est fonction de l'aire de la particule la plus importante. Ainsi, Diplas et Fripp (1992) recommandent d'échantillonner une surface d'au moins 100 fois l'aire de la plus grosse particule en place pour obtenir une bonne précision dans la détermination de l'ensemble des percentiles. Ils préconisent, également, d'augmenter ce rapport à 400 fois pour atteindre le volume de sédiments requis pour satisfaire le critère « *low precision* », défini par De Vries (1970, d'après Bunte et Abt, 2001) et parvenir à une erreur relative de 10 %. Nous avons calculé les superficies théoriques à échantillonner en fonction de la taille des particules de tête de banc de l'Ain (tab. 2.7)

Tableau 2.7 - Superficie théorique des parcelles à échantillonner d'après les recommandations de Diplas et Fripp (1992) pour les faciès les plus fins, médians et plus grossiers rencontrés en tête de banc sur l'ensemble de la basse vallée

	Axe B max (mm)	Aire max ¹ (m ²)	100 x aire max (m ²)	400x aire max (m ²)
valeur minimale	61,8	0,004	0,4	1,53
valeur médiane	140,61	0,020	2,0	7,91
valeur maximale	354,51	0,126	12,6	50,27

¹ : aire de la plus grosse particule présente sur la surface échantillonnée.

Dans le cadre de notre analyse, nous n'avons pu satisfaire ce critère de taille d'échantillon car :

- La taille des images traitées ne pouvait techniquement excéder une taille de 1024X1024 pixels représentant au sol des superficies variant entre 0,95 et 1,25 m² (médiane de 1,1m²) (fig. 2.35). Respecter le critère d'échantillonnage nous contraignait à multiplier au moins par deux le nombre d'images à traiter (tab. 3.7),
- Il est parfois difficile de trouver des faciès homogènes sur de telles superficies,
- La multiplication des clichés nécessaire pour couvrir ces superficies augmente la variabilité intra-parcelle.

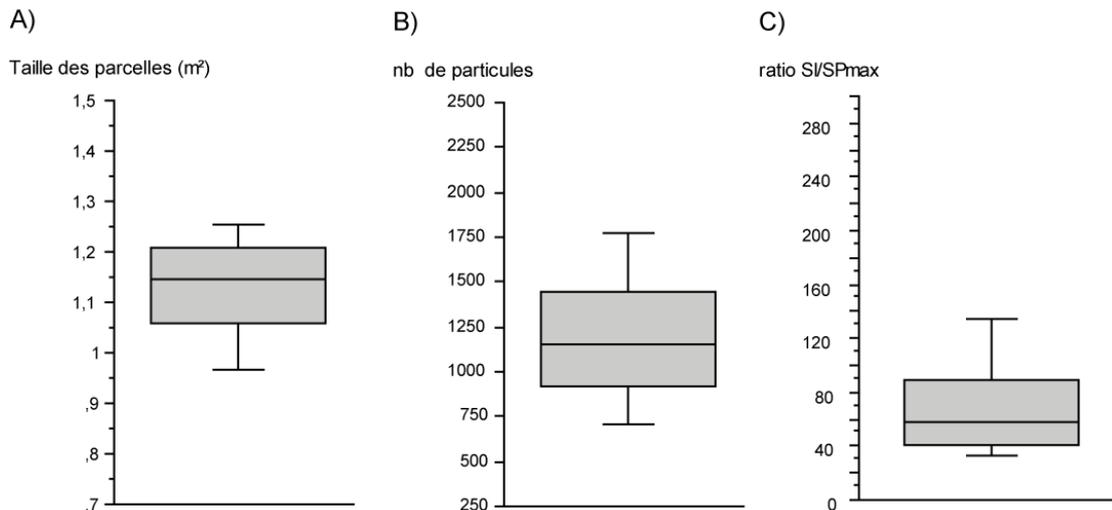


Figure 2.35 - Caractéristiques relatives à la taille des 109 échantillons traités : (A) superficies totales exploitées, (B) nombre de particules supérieures à 8 mm reconnues et (C) rapport SI/SPmax

Nous avons donc effectué des tests sur 9 placettes parmi les 109 collectées afin d'observer les variations des déciles en fonction de la taille de l'échantillon. La superficie de chacune de ces 9 parcelles test a été réduite à 90, 86, 75, 50, 25 et 15 % de leur taille initiale. A chaque étape, le D50 et le D90 des images ont été extraits et nous avons observé leur évolution par rapport au D50 et D90 issus de l'image initiale. Cette variation a ensuite été mise en relation avec le rapport entre la

superficie couverte par chaque image (SI) et celle de la plus grosse particule présente sur l'image initiale (SPmax) estimée par le carré de l'axe b (fig. 2.36). Nous avons ainsi pu mettre en évidence une stabilisation (variabilité < 2 %) des D50 mesurés lorsque la superficie de la parcelle échantillonnée (SI) excédait 20 à 30 fois la superficie (axe b²) de la plus grosse particule présente sur le faciès échantillonné (fig. 2.36A). De même, les D90 présentent une variabilité inférieure à 5 % lorsque la superficie couverte par l'image excède 20 fois la SPmax (fig. 2.36B).

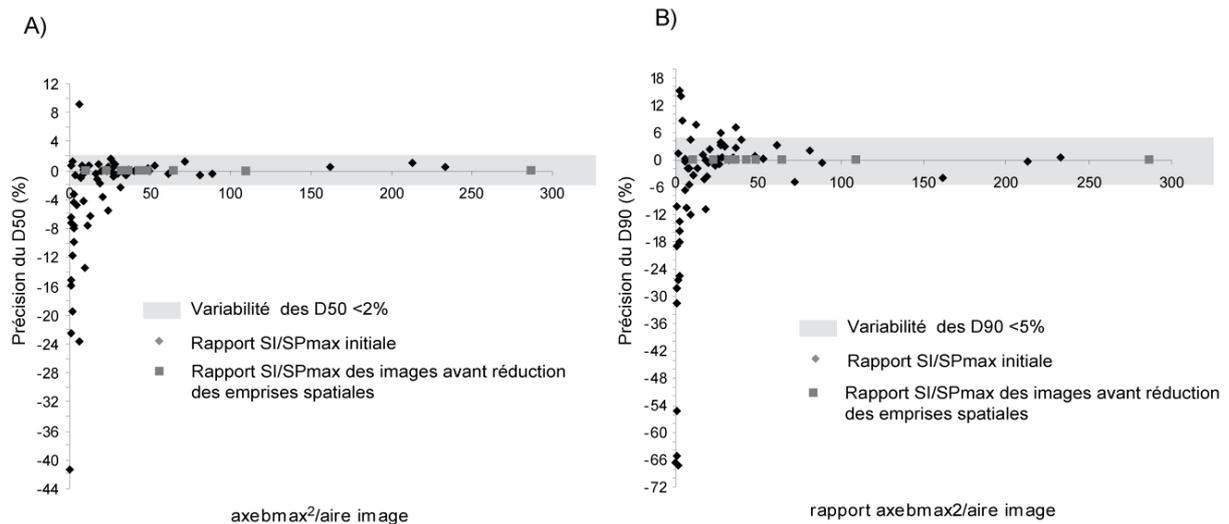


Figure 2.36 - Evolution du D50 (A) et du D90 (B) en fonction du rapport de la taille de la parcelle échantillonnée (SI) et de la surface de la plus grosse particule présente sur la parcelle (SPmax)

Nous pouvons ainsi déduire que, si la superficie couverte par l'image excède plus de 20 fois la superficie de la plus grosse particule de l'échantillon, la variation des D50 ou D90 est inférieure à 2 et 5 % par rapport aux résultats obtenus en respectant le critère de taille de Diplas et Fripp (100 fois SPmax). Étant donné que 97 % de nos 109 placettes photographiées présentent un rapport SI/SPmax supérieur à 20 (fig. 2.35A), et que 90 % de ces images ont permis la mesure d'au moins 750 particules (fig. 2.35B), nous considérons que la taille des échantillons est suffisante pour pouvoir procéder à une analyse longitudinale de l'ensemble des faciès.

2.4.2. Confrontation aux autres techniques granulométriques

a) La présentation des autres techniques granulométriques

Dix placettes ont été utilisées pour tester la validité des résultats issus de l'analyse. Ces placettes ont été échantillonnées selon 3 techniques différentes : « *Paint and Pick* » (p&p), digitalisation manuelle des particules (*Adobe Illustrator*) et méthode semi automatique présentée dans le paragraphe précédent.

- Échantillonnage "Paint-and-pick" (*Paint-and-pick sampling*)

Il s'agit d'une variante de l'échantillonnage aréolaire. Après avoir défini une aire granulométriquement homogène au sol, l'opérateur peint la surface à l'aide de bombes de peinture (photo. 2.4A). Cette

opération est délicate : l'opérateur doit prendre soin de ne pas surcharger la surface en peinture et limiter ainsi l'infiltration de la peinture et la contamination de la couche de subsurface. Une fois bien identifiés par la peinture, les sédiments de surface sont collectés manuellement (photo. 2.4B) jusqu'à ce que l'ensemble de la surface initiale de la placette soit totalement échantillonnée (photo. 2.4C) (Lane et Carlson, 1953). Il est conseillé de débiter la collecte par les plus petites particules puis de continuer progressivement avec des sédiments plus grossiers pour s'assurer que seuls les sédiments de surface seront échantillonnés (Rosgen, communication personnelle citée dans Bunte et Abt, 2001). Les particules ont ensuite été mesurées à l'aide d'un gabarit. Les résultats sont donnés sous la forme d'un nombre de particules pour une surface donnée (*Area by number*). Cette technique nous permet d'échantillonner manuellement toutes les particules présentes sur les photographies. Elle nous fournit ainsi des données de contrôle permettant d'estimer le biais méthodologique lié à l'agencement et à la dissimulation des particules.



Photographie 2.4 - Étapes du protocole d'échantillonnage Paint and Pick : (A) parcelle initiale peinte, (B) collecte manuelle des particules de surface peintes et (C) parcelle à la fin de l'étape de collecte.

- Digitalisation manuelle sous Adobe Illustrator

Cette méthode consiste à digitaliser manuellement le contour de toutes les particules visibles sur l'image (fig. 2.37). Le travail est réalisé à partir de la photographie des parcelles échantillonnées en P&P avant l'application de la peinture. Une fois les contours dessinés, le squelette est exporté sous Scion pour la mesure et le comptage de chaque grain.

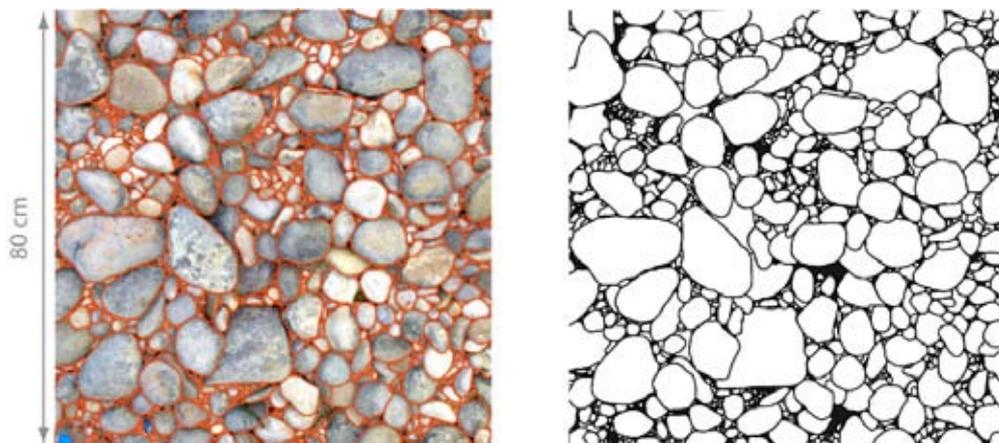


Figure 2.37 – Squelettisation à partir de digitalisation manuelle

Cette technique nous fournit les données permettant d'évaluer l'efficacité du procédé de reconnaissance semi-automatique des particules développé dans notre étude. Grâce à elle, nous pouvons en effet déterminer si ses capacités de reconnaissance égalent ou non celles de l'œil humain.

b) Les problèmes de comparaison et de conversion des données

Les différentes techniques appliquées (terrain, digitalisation manuelle) ne permettent pas de mesurer la taille des sédiments de la même manière. Dans le cadre de la méthode P&P, la mesure a été effectuée à l'aide d'un gabarit à orifices carrés, alors que celles réalisées à partir de digitalisations ou d'extractions automatiques correspondent à des mesures effectuées à la règle ou à l'aide de gabarit à orifices ronds (Bunte et Abt, 2001). Les gabarits à ouvertures carrées donnent une distribution plus fine que ceux avec des orifices ronds. Ainsi, les D50 issus de mesures à la règle sont plus élevés que ceux des particules passées au gabarit « carré ». Si les particules d'un échantillon sont de même forme, les résultats sont convertibles. Le facteur de conversion varie de 0,71 pour les particules plates à 1 pour les particules sphériques (Church *et al.*, 1987). Les galets transportés dans les systèmes fluviaux sont, dans la plupart des cas, de forme ellipsoïdale et nécessitent un facteur de conversion entre 0,8 et 0,9. Graham *et al.* (2005b) ont établi un facteur de conversion à partir de faciès granulométriques très contrastés. Il est, dans tous les cas, compris entre 0,77 et 0,82, et ces auteurs recommandent dans la plupart des cas 0,8 sauf si les particules sont particulièrement plates ($c/b \approx 0.2$) ou si elles sont spécialement rondes ($a=b=c$). Dans ce dernier cas, 0,82 est une valeur plus adaptée. Les particules collectées dans n'entrant dans aucune de ces deux dernières catégories, le facteur de conversion 0,8 a été retenu.

c) La validation de la technique semi-automatique

Les écarts entre les valeurs obtenues par extractions semi-automatiques et les valeurs de références (P&P et digitalisation sous Illustrator) des D10 et D50 des dix parcelles testées sont respectivement inférieures à 0,5 mm et comprises entre 0,2 et 2 mm (fig. 2.38). Ces écarts deviennent beaucoup plus importants entre les D90 extraits et les D90 obtenus par digitalisation manuelle (2 à 23 mm).

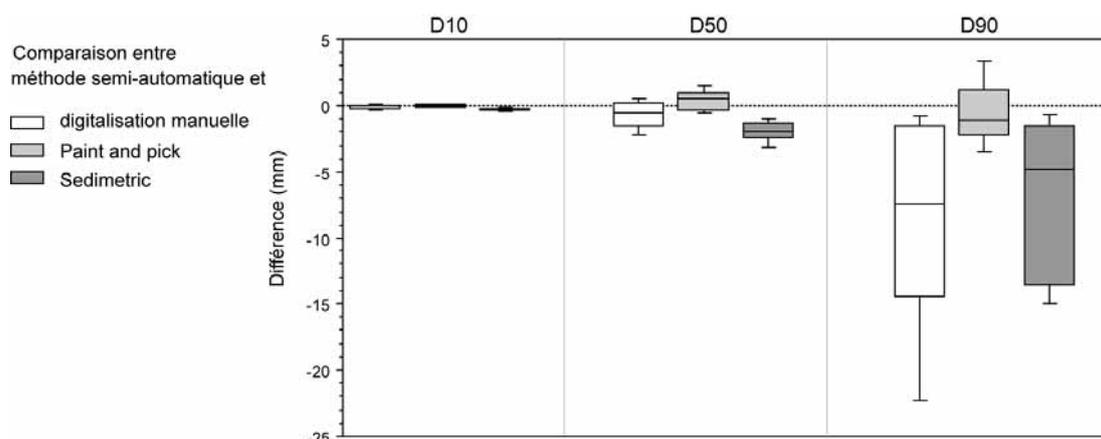


Figure 2.38 - Comparaison des dixièmes, cinquantièmes et quatre-vingt-dixièmes percentiles D10 (A), D50 (B), et D90 (C) obtenus par l'application de différentes techniques

Dans la plupart des cas, nous notons une bonne relation entre les valeurs issues de l'échantillonnage terrain (P&P) et les valeurs mesurées par extraction automatique (fig. 2.39A), les écarts étant inférieurs à 10 % pour l'ensemble des percentiles. Cette relation est cependant moins évidente concernant les valeurs issues de la digitalisation manuelle et particulièrement sur les D90 (fig. 2.39B). En utilisant le logiciel *Sedimetric* développé par D. Graham, sur 8 des 10 photographies de parcelles test, nous avons pu observer exactement le même phénomène. Ce logiciel n'avait pu être utilisé pour le traitement des 109 parcelles en raison des trop fortes différences de contraste existant sur la plupart des clichés, pour lesquels un seuillage manuel était plus adapté.

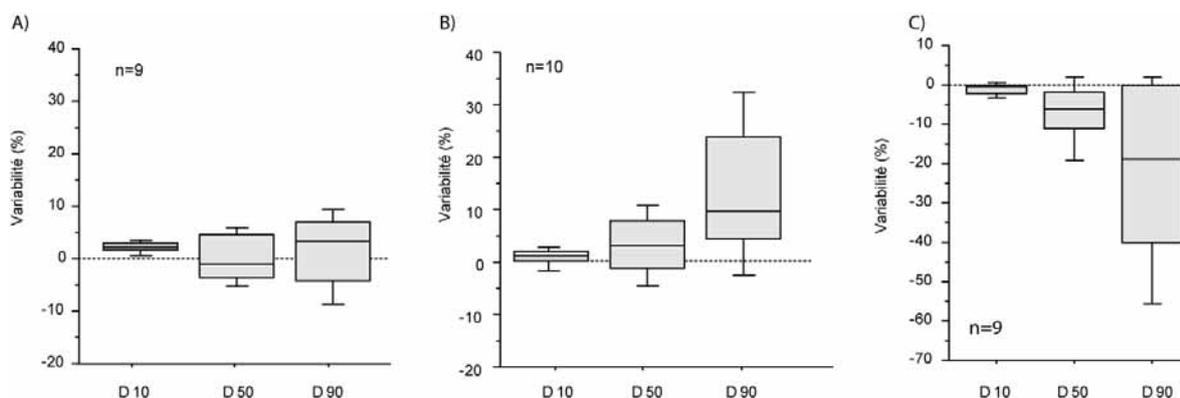


Figure 2.39 - Comparaison entre les mesures effectuées par extraction automatique et (A) les mesures effectuées sur le terrain (P&P) et (B) les mesures effectuées par digitalisation manuelle, et (C) comparaison entre les mesures effectuées sur le terrain (P&P) et les mesures effectuées par digitalisation manuelle

Comme chaque technique comporte des biais méthodologiques (Rollet *et al.*, *in prep*), le *paint and pick* par sur-représentation des fractions les plus fines et la méthode de digitalisation manuelle par sous-représentation de ces mêmes fractions, il est délicat de déterminer une méthode de référence. Nous observons cependant que les résultats issus de l'analyse semi-automatique sont, dans la plupart des cas, compris entre ceux résultants des deux autres techniques. De plus, quelle que soit la technique d'échantillonnage utilisée comme référence, les D50 issus de l'extraction automatique sont fiables à +/- 10 % et sont donc considérés comme corrects.

3. Structure longitudinale de la granulométrie

La spatialisation des valeurs médianes de la taille des sédiments de tête de bancs montre une diminution progressive de ces valeurs de l'amont vers l'aval (fig. 2.40). Nous observons ainsi un modèle significatif d'affinement qui suit la loi suivante : $D = 19,01e^{(-0.006x)}$. Ce dernier est cependant fortement perturbé, en amont du seuil de Pont d'Ain, par des valeurs granulométriques particulièrement faibles, du fait de la présence des seuils de dérivation qui empêchent l'exportation des petites particules résiduelles. Dès que l'influence de ces seuils disparaît et que le processus de tri hydraulique est libre de s'exercer, nous observons une très nette augmentation de la taille des particules.

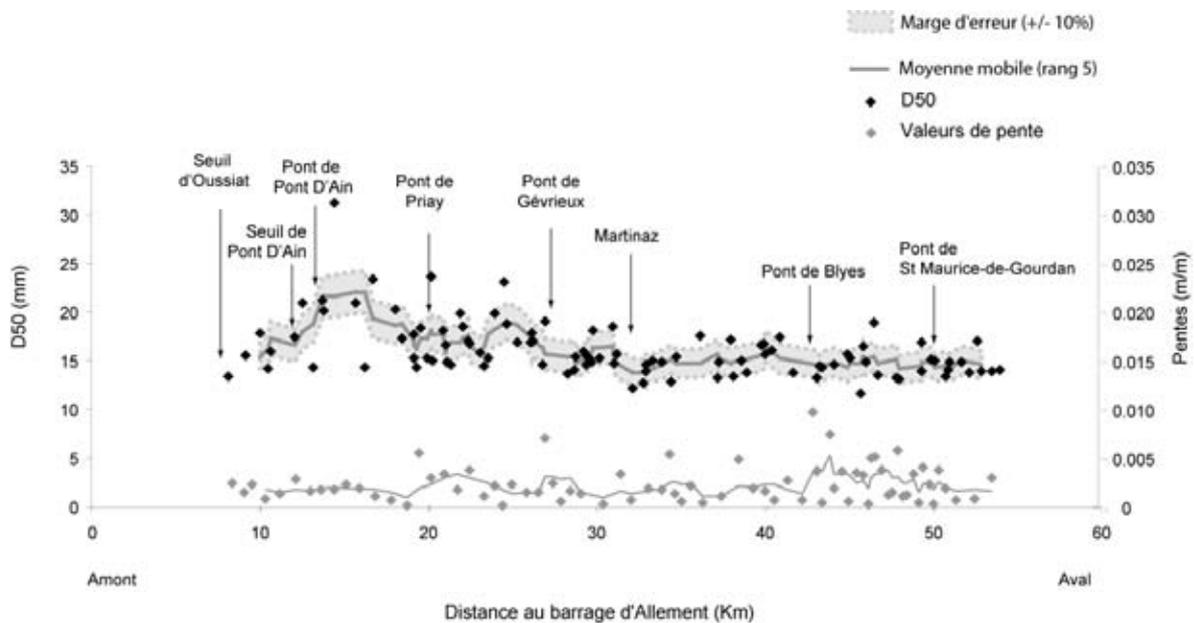


Figure 2.40 - Variation longitudinale des D50 de têtes de bancs obtenus en 2002 par extraction semi-automatique et valeurs de pente issues des profils en travers de 2004 (source des profils : Cemagref)

Deux grands secteurs sont, également, à distinguer de part et d'autre du pont de Gévrieux (rupture principale d'après le test de Pettitt), le tronçon en amont présentant des parcelles de têtes de bancs plus grossières (médiane de 17,3 mm) que le tronçon aval (médiane de 14,8 mm) (fig. 2.41). La distinction de ces deux ensembles ne peut être due à des différences significatives de condition de pente, cette dernière présentant de faibles variations jusqu'au pont de Blyes.

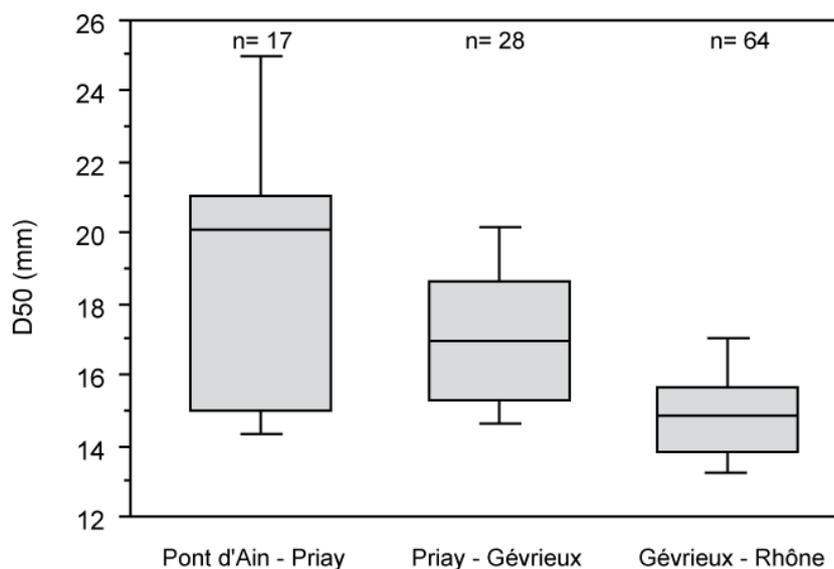


Figure 2.41 - Distribution granulométrique des secteurs de Pont d'Ain-Priay, Priay-Gévrioux et de Gévrioux au Rhône

Deux paliers granulométriques, sur lesquels la taille médiane des particules ne décroît pas en direction de l'aval, sont visibles en amont de Gévrioux (fig. 2.40). Sur le tronçon pont de Pont d'Ain – pont de Priay, les faciès sont particulièrement grossiers avec une valeur granulométrique médiane de 20,2 mm contre 17,3 mm sur le second tronçon (pont de Priay-Gévrioux) (fig. 2.41). Nous pouvons distinguer une légère augmentation de la moyenne mobile en amont du pont de Blyes, correspondant à un secteur particulièrement rectiligne peu favorable à la constitution de plages de dépôts dynamiques. En aval de ce pont, l'augmentation des valeurs de pente favorise les processus de tri hydraulique et ainsi que le développement ponctuel de faciès relativement grossiers jusqu'à la hauteur du pont de Saint Maurice-de-Gourdans.

L'évolution longitudinale des valeurs médianes de granulométrie des têtes de bancs nous permet ainsi de constater la présence d'un véritable modèle d'affinement granulométrique sur l'ensemble de la basse vallée. Celui-ci est, cependant, perturbé par des aménagements, la variation du style fluvial - les tronçons sinueux et les tronçons à méandres mobiles alternant vers l'aval - ainsi que par l'augmentation des valeurs de pente en aval de la basse vallée. Cette augmentation est probablement liée à l'incision progressive qui s'est développée récemment depuis les secteurs de recoupements de méandres, observables sur la période 1986-1999.

Il est cependant important de souligner la rupture visible au droit de Gévrioux, en amont de laquelle les faciès granulométriques demeurent particulièrement grossiers, sans que cela ne soit justifiable par aucun des facteurs précédemment cités. La seule explication possible serait alors le développement d'un pavage plus prononcé du fait de l'absence d'apports sédimentaires depuis l'amont. Seule une analyse de l'intensité de ce pavage peut permettre de valider ou invalider cette hypothèse.

4. Détermination du degré de pavage du lit

4.1. Objectif

Comme nous l'avons souligné dans l'introduction de cette partie, le pavage peut être expliqué par deux types de processus : *vertical* et *downstream winnowing*. Le premier est inhérent à des lits mobiles, alors que le second ne se réalise que si les fractions les plus grossières restent immobiles. Le pavage d'une surface est moins développé dans les cours d'eau où la capacité de transport égale la quantité de sédiments entrant dans le tronçon. Les distributions granulométriques des couches de surface et de subsurface (couche reposant sous la couche de surface) sont alors relativement similaires (Bunte et Abt, 2001). Ce degré de pavage peut être quantifié par le rapport D50 de surface/D50 de subsurface. Ce ratio avoisine la valeur 1 lorsque les cours d'eau présentent de forts apports de charge de fond. Dans le cas des cours d'eau pour lesquels les capacités de transport excèdent le volume des apports sédimentaires, ce même indice approche la valeur 2. Il peut atteindre une valeur de 3, voire la dépasser, dans le cas de cours d'eau de montagne possédant une forte capacité de transport ou lorsque les apports sédimentaires sont nuls et que les sédiments de surface deviennent grossiers et immobiles (Bunte et Abt, 2001)

4.2 Matériel et méthodes

4.2.1. Choix de la méthode

La couche de subsurface est tridimensionnelle et ne peut être appréhendée, d'après Church *et al.* (1987), que par une analyse granulométrique volumétrique. Quatre types de combinaisons de données existent cependant dans la littérature pour établir cet indice (Buffington, 1996) :

- échantillonnage de la couche de surface selon Wolman *versus* échantillonnage de la couche de subsurface selon Wolman (combinaison 1),
- échantillonnage de la couche de surface selon la méthode de Wolman *versus* échantillonnage volumétrique de la couche de subsurface (combinaison 2),
- échantillonnage aréolaire de surface *versus* échantillonnage volumétrique de la couche de subsurface (combinaison 3),
- échantillonnage volumétrique de surface *versus* échantillonnage volumétrique de la couche de subsurface (combinaison 4).

La dernière reste la plus fiable car elle ne nécessite aucune transformation préalable à la comparaison des distributions (Church *et al.*, 1987). Cependant, utiliser la première combinaison de données présente de nombreux avantages. Procéder à un comptage de particules en surface résout le problème de la définition de la profondeur appropriée de l'échantillonnage volumétrique de surface. Un autre avantage réside dans la flexibilité spatiale du comptage de particules qui peut être conduit sur quelques m². En revanche, effectuer une volumétrie de surface requiert une grande surface homogène pour que le volume de sédiments collecté soit adéquat et la taille souvent importante de cet échantillon à prélever (plusieurs centaines de kilos) rend cette technique très consommatrice en temps et en effort (Bunte et Abt, 2001).

Buffington (1996, cité dans Bunte et Abt, 2001) a alors développé une technique permettant d'utiliser la technique de Wolman pour déterminer la taille des sédiments composant les couches de subsurface (combinaison 1). Elle est basée sur l'équivalence des distributions granulométriques déterminées à partir d'échantillonnages volumétriques et par comptage des particules proposée par Kellerhals et Bray (1971). Dans notre cas, nous avons déterminé le degré de pavage à l'aide de deux jeux de données (tab. 2.8)

Tableau 2.8 - Techniques utilisées pour la détermination du ratio de pavage

Technique d'échantillonnage de la couche de surface	Technique d'échantillonnage de la couche de subsurface	Nombre de sites
Wolman	Wolman	7
Wolman	volumétrie	6

Les deux méthodes de mesure ont été appliquées lors du même échantillonnage au droit du site de Pont d'Ain.

4.2.2. Échantillonnage Wolman (*Wolman sampling*)

Il s'agit d'une méthode dérivée de la technique fondée sur l'échantillonnage par grille, dite de Wolman. Les grains sont sélectionnés par l'opérateur qui traverse la surface à échantillonner et collecte les particules désignées par la pointe de sa chaussure (Wolman, 1954), ou localisées sous des points d'intersection d'une grille au sol définies par une grille physique ou par des décimètres (Bunte et Abt, 2001). Dans notre cas, nous avons suivi des lignes parallèles définies au sol par des décimètres et échantillonné les particules à intervalles réguliers (2 fois la valeur de l'axe b de la plus grosse particule présente sur le faciès) (Bunte et Abt, 2001). Les particules sont ensuite mesurées en utilisant une règle ou un gabarit. Dans notre cas, un gabarit à orifices carrés a été utilisé dans le but de limiter les difficultés d'identification des axes b par les opérateurs. Les résultats sont donnés sous la forme d'un nombre de particules échantillonnées par grille (*grid by number*).

Tous les échantillons de surface ont été réalisés selon la méthode de Wolman (au moins 100 particules par faciès) au droit des 13 sites. Les échantillons de subsurface sur 6 des 13 sites ont ensuite été réalisés selon les préconisations de Buffington (1996). Après avoir décapé la couche de surface, le sable et les petits graviers qui souvent s'accumulent directement sous la surface ne sont pas complètement évacués lors du décapage de la couche de surface pour pouvoir procéder à l'échantillonnage de la couche de subsurface et sont surreprésentés dans cette dernière. Pour éviter ce biais, Buffington (1996) propose d'intégrer ce dépôt de fine à la couche de subsurface en « mélangeant » les deux couches. Ce mélange doit être effectué sur une profondeur équivalente à la profondeur d'un échantillonnage volumétrique. Étant donné la taille des matériaux en amont du pont de Priay, il n'a pas été possible de procéder à ce « mélange » sur la profondeur nécessaire pour

l'ensemble des parcelles échantillonnées de ce secteur. Nous avons donc décapé la couche de surface en utilisant une pelle, sur une épaisseur plus importante que celle requise (environ 2 à 3 fois l'axe b de la plus grosse particule en surface). Nous avons pondéré les effectifs de chaque faciès par la longueur de section qu'occupait le faciès considéré. Un D50 de surface et un D50 de subsurface globaux ont alors été calculés pour chacune des sections.

4.2.3. Échantillonnage volumétrique

Sept granulométries volumétriques couplées à sept granulométries de surface (méthode Wolman, 200 particules) ont été effectuées (pour la stratégie de sélection des sites voir chapitre 3 partie 1).

Nous avons procédé aux échantillonnages volumétriques selon le protocole décrit par Church *et al.* (1987). Les particules dont l'axe médian était supérieur à 16 mm ont été pesées sur place au moyen d'une balance électronique suspendue d'une capacité de 50 kg (précision au gramme). La matrice (< 16 mm) a été ensuite sous-échantillonnée ; près de 10 kg de ces sédiments ont été tamisés en laboratoire. Nous avons utilisé un compteur laser Coulter pour établir la distribution des particules de taille inférieure à 1,6 mm.

De nombreuses équations, déterminant la masse ms à traiter, pour qu'un échantillonnage soit représentatif, sont proposées mais aucune n'est officiellement adoptée (Anastasi, 1984, cité dans Bunt et Abt, 2001 ; DVWK, 1988 ; Bunt et Abt, 2001). Nous avons donc choisi d'utiliser l'équation empirique la plus fréquemment utilisée proposée par Church *et al.* (1987) (tab. 2.9) :

$$ms = 2.882D_{max} - 47.6$$

où D_{max} (en mètres) correspond à l'axe b moyen des 30 plus grosses particules du faciès échantillonné

Tableau 2.9 - Caractéristiques des échantillons traités dans le cadre des granulométries volumétriques

Site	Dmax (mm)	Volume requis (kg)	Volume traité (Kg)
Pont d'Ain	184	483	548
Priay	210.3	560	599
Villette sur Ain	131.7	333	362
Gévrieux	159	412	460
Mollon	103	250	288
Pont de Chazey	103	250	343
Gourdans	149.5	384	453

Les échantillons par volumétrie, ou collectés selon la méthode de Wolman, diffèrent à la fois par les techniques d'échantillonnage (grille, volumétrie) et par les méthodes d'analyse granulométriques (fréquence en termes de poids ou d'effectif) utilisées. Ces dernières distributions ne peuvent théoriquement pas être comparées sans l'application au préalable de facteurs de conversion appropriés (tab. 3.10). Ces facteurs sont issus du « *Voidless cube model* » développé par Kellerhals

et Bray (1971) et se composent de deux parties : la conversion entre les méthodes d'analyse granulométrique (fréquence en termes de poids ou d'effectif) et la conversion entre les différentes techniques d'échantillonnage (grille, aréolaire ou volumétrique). Ainsi, la conversion d'un échantillon volumétrique par fréquence de poids vers un échantillon par grille en fréquence par effectif, nécessite d'utiliser le facteur $1/D^3 \times D^3$ ($1/D^3$ pour passer du poids au nombre et D^3 pour la conversion de la volumétrie à la méthode par grille), où D correspond à la valeur de l'axe b de chaque particule échantillonnée (tab. 2.10). Une fois simplifié, ce facteur revient à la valeur 1, indiquant ainsi que les distributions obtenues par volumétrie en fréquence de poids sont équivalentes à celles estimées à partir d'un échantillonnage par grille en fréquence d'effectifs (Bunte et Abt, 2001).

Tableau 2.10 - Facteurs de conversion entre les échantillons analysés ou collectés au moyen de différentes méthodes (d'après Bunte et Abt, 2001), D correspondant à la taille de l'axe b de chaque particule échantillonnée

Conversion depuis → vers	Facteur
<i>Différentes méthodes d'analyse</i>	
fréquence poids → fréquence nombre	$1/D^3$
fréquence nombre → fréquence poids	D^3
<i>Différentes méthodes d'échantillonnage</i>	
volume → grille	D^3
grille → volume	$1/D^3$
volume → aréolaire	D
aréolaire → volume	$1/D$
aréolaire → grille	D^2
grille → aréolaire	$1/D^2$

4.3. Degré de pavage du lit de l'Ain

Quelle que soit la méthode considérée, nous observons une rupture de part et d'autre du pont de Priay (fig. 2.42). En amont, les ratios de pavage sont supérieurs ou égaux à 2, signifiant ainsi que ce tronçon dispose effectivement de peu de sédiments par rapport à ce qu'il est en mesure de transporter. En revanche, ce déficit sédimentaire semble moins prononcé sur le tronçon fluvial s'étendant de Priay jusqu'à la confluence du Rhône, puisque les ratios de pavage sont compris entre 1 et 2. Ces résultats confirment la présence d'un déficit sédimentaire plus prononcé dans la partie amont de la basse vallée.

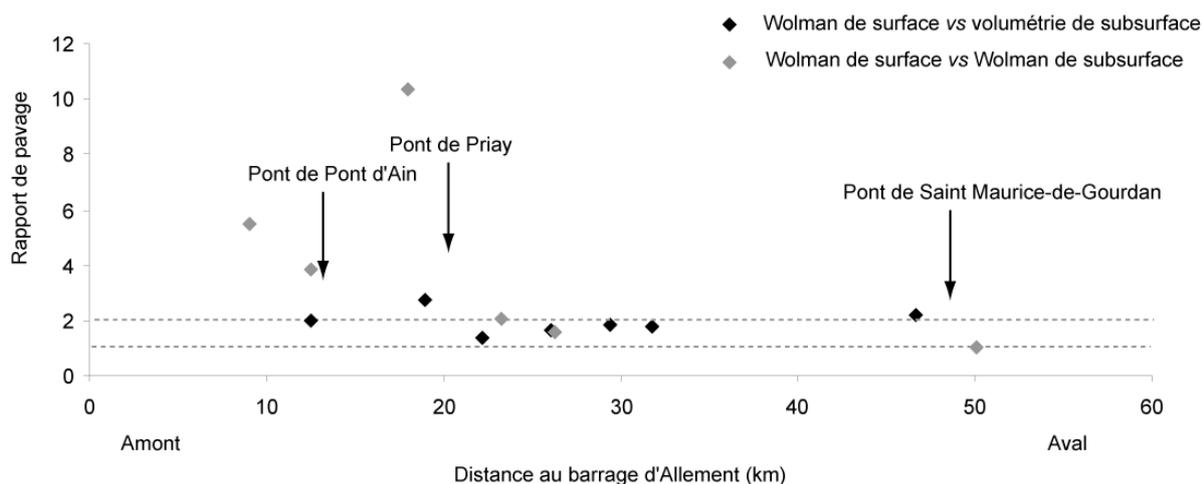


Figure 2.42 - Variation longitudinale des indices de pavage obtenus à partir de deux jeux de données différents

L'établissement d'un gradient amont-aval plus net de ce rapport est rendu difficile par le faible nombre de points de mesure et par les influences locales propres à chacun des sites échantillonnés. En raison du poids du matériel utilisé, toutes les mesures volumétriques ont dû être effectuées sur des bancs facilement accessibles. Ainsi l'échantillon de Pont d'Ain a été collecté sur le banc en amont du pont du village, ce site étant probablement soumis à de moindres contraintes hydrauliques que le site de Varambon, correspondant quant à lui, à un banc médian déjà fortement dégraissé et très fréquemment immergé.

Sur la partie amont du cours d'eau, une nette différence existe entre les ratios de pavage issus des deux techniques. Le rapport entre les mesures effectuées selon la technique de Wolman en surface et en subsurface est beaucoup plus élevé que celui obtenu en utilisant les résultats de l'échantillonnage par volumétrie (tab. 2.11 et 2.12).

Tableau 2.11 – Caractéristiques granulométriques des parcelles échantillonnées selon la technique de Wolman en surface) et par volumétrie (subsurface), utilisées pour le calcul du degré de pavage

	Pont -d'Ain	Priay	Villette 1	Gévrieux 1	Mollon	Chazey	Taffanelles
Nb de particules surface	212	208	251	234	215	246	255
poids échantillon subsurface	548	599	362	460	288	343	453
D50 surface (mm)	46,6	79,2	40,8	46,2	27,3	28,2	30,3
D50 subsurface (mm)	23,7	29,2	24,8	24,6	20,3	15,7	13,6
Indice de pavage	1,96	2,71	1,65	1,87	1,35	1,80	2,22

Tableau 2.12 – Caractéristiques granulométriques des parcelles échantillonnées selon la technique de Wolman (en surface et subsurface), utilisées pour le calcul du degré de pavage

	Oussiat	Pont-d'Ain	Varambon	Villette 2	Gévrieux 2	St Maurice-de-Gourdans
Nb de particules surface	461	212	420	539	453	328
Nb de particules subsurface	512	210	501	545	557	AV ¹
D50 surface	59,44	46,6	118,01	32,32	23,26	21,69
D50 subsurface	10,84	14,22	11,38	15,47	14,94	21,69
Indice de pavage	5,48	3,27	10,37	2,09	1,56	1

Cet écart provient probablement d'une sous-estimation des particules grossières par l'échantillonnage Wolman, réalisé sur les couches de subsurface. Plus les particules sont grossières, plus l'échantillon granulométrique doit être mené sur une profondeur importante pour ne pas sous-estimer leur proportion. Ainsi, plus les particules sont grossières, plus elles ont une probabilité d'être sous-représentées dans le cadre d'un échantillonnage surfacique de type Wolman.

5. Conclusions

Tous les indicateurs granulométriques mettent en lumière l'existence, en amont du pont de Priay, d'un pavage du fond du lit résultat d'un déficit des apports sédimentaires (tab. 2.13). Ce secteur présente à la fois des faciès granulométriques particulièrement grossiers et un pavage relativement avancé.

Tableau 2.13 – synthèse des caractéristiques granulométriques du chenal de la basse vallée de l'Ain

Secteur	Pont d'Ain- Priay	Priay- Gévrieux	Gévrieux - confluence
Taille des particules ¹	+++	++	+
Degré de pavage ²	++	+	+
Interprétation	Pavage abouti	Pavage en cours	Secteur non affecté par le déficit sédimentaire

¹ : +++ si D_{50} médian > 18 mm ; ++ si > 16 mm et + si > 14mm

² : ++ si degré >2 et + si < 2

Si les faciès sont également grossiers sur le tronçon Priay-Gévrieux, il ne semble pas que le processus de pavage soit encore très prononcé. Ce secteur correspondrait alors à un tronçon intermédiaire où le processus ségrégatif n'est pas encore abouti. Ce secteur commence ainsi à enregistrer la progression du déficit sédimentaire, caractérisé par l'exportation des plus petites particules sans que celles-ci ne soient renouvelées par des apports amont. Dans ce sens, la rupture dans la répartition granulométrique longitudinale observée au niveau du pont de Gévrieux correspond à la localisation actuelle du front de progression du pavage observé sur de nombreux cours d'eau situés à l'aval de barrage (Galay, 1983 ; Williams et Wolman, 1984 ; Kondolf, 1997). Cette hypothèse semble réaliste dans le sens où la vitesse de progression de ce front serait alors de 500 mètres par an, que l'on considère son développement depuis le barrage de Cize-Bolozon (37 km depuis 1931) ou celui d'Allement (26 km depuis 1960). Ces valeurs s'inscrivent dans la gamme des valeurs observées dans des cas similaires (Gregory et Park, 1974 ; Williams et Wolman, 1984 ; Phillips *et al.*, 2005).

C/ Évolution surfacique des bancs depuis 1945

Nous venons de mettre en évidence que le tronçon fluvial en amont de Priay est concerné par un déficit sédimentaire sévère et il semble que ce déficit soit en cours de propagation en amont de Gévrioux. Pour mettre en évidence cette progression du déficit sédimentaire et compléter les observations granulométriques, il est nécessaire de procéder à une analyse rétrospective de l'évolution des quantités de sédiments grossiers présentes dans le chenal.

1. Méthodologie

Nous avons mené une analyse rétrospective de l'évolution de formes fluviales (bancs et chenal en eau) à partir de photographies aériennes.

Les chenaux en eau et les bancs de galets, contrairement aux bandes actives, sont des objets dont les largeurs ou superficies sont sensibles aux variations de débits en-dessous du débit de plein bord. Si l'on souhaite procéder à des comparaisons diachroniques de ces objets, il est impératif de s'assurer que les débits correspondant aux photographies aériennes étudiées soient les plus similaires possibles.

Cette contrainte nous a conduits à ne retenir que les clichés pris lors de débits d'étiages comparables et à réduire à quatre le nombre de missions exploitables : 1945, 1963, 1980 et 2000. La mission de 1945 n'a été retenue que pour l'étude de la superficie des bancs. Nous avons en effet pu déterminer précédemment que les débits correspondant à ces prises de vues étaient probablement inférieurs à $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (cf partie 1). La mission de 1963 ne couvre que la première moitié amont de notre secteur d'étude, la partie aval ne pouvant être appréhendée qu'à partir des missions de 1945, 1980 et 2000. Les bancs et superficies du chenal en eau ont été manuellement digitalisés et leur superficie a été calculée par segment de 250 mètres selon la même méthode que celle appliquée pour le traitement de la bande active (cf partie 1).

Pour mener notre analyse à l'échelle des formes fluviales, nous avons travaillé sur l'extraction de largeur de banc et de chenal en eau tous les 10 mètres de bande active pour les missions de 1963, 1980 et 2000. A cette échelle, la série de 1945 n'a pas été retenue, dans la mesure où le recalage spatial des segments avec les périodes les plus récentes s'est avéré impossible du fait d'une mobilité importante du chenal. Étant donné la longueur du secteur d'étude (environ 52 km), nous avons choisi d'adapter une procédure de segmentation automatique dont les bases avaient été posées par Moulin (2005). Il s'agit de générer des points tous les 10 mètres le long d'une ligne au centre de la bande active puis de les projeter en rive droite et rive gauche perpendiculairement à cette ligne centrale (script « Accrocher » sous ArcMap). Nous sommes ainsi assurés que les lignes générées à partir des coordonnées de ces points projetés (« Generate line » sous ArcInfo) sont toujours perpendiculaires à la bande active (fig. 2.43).

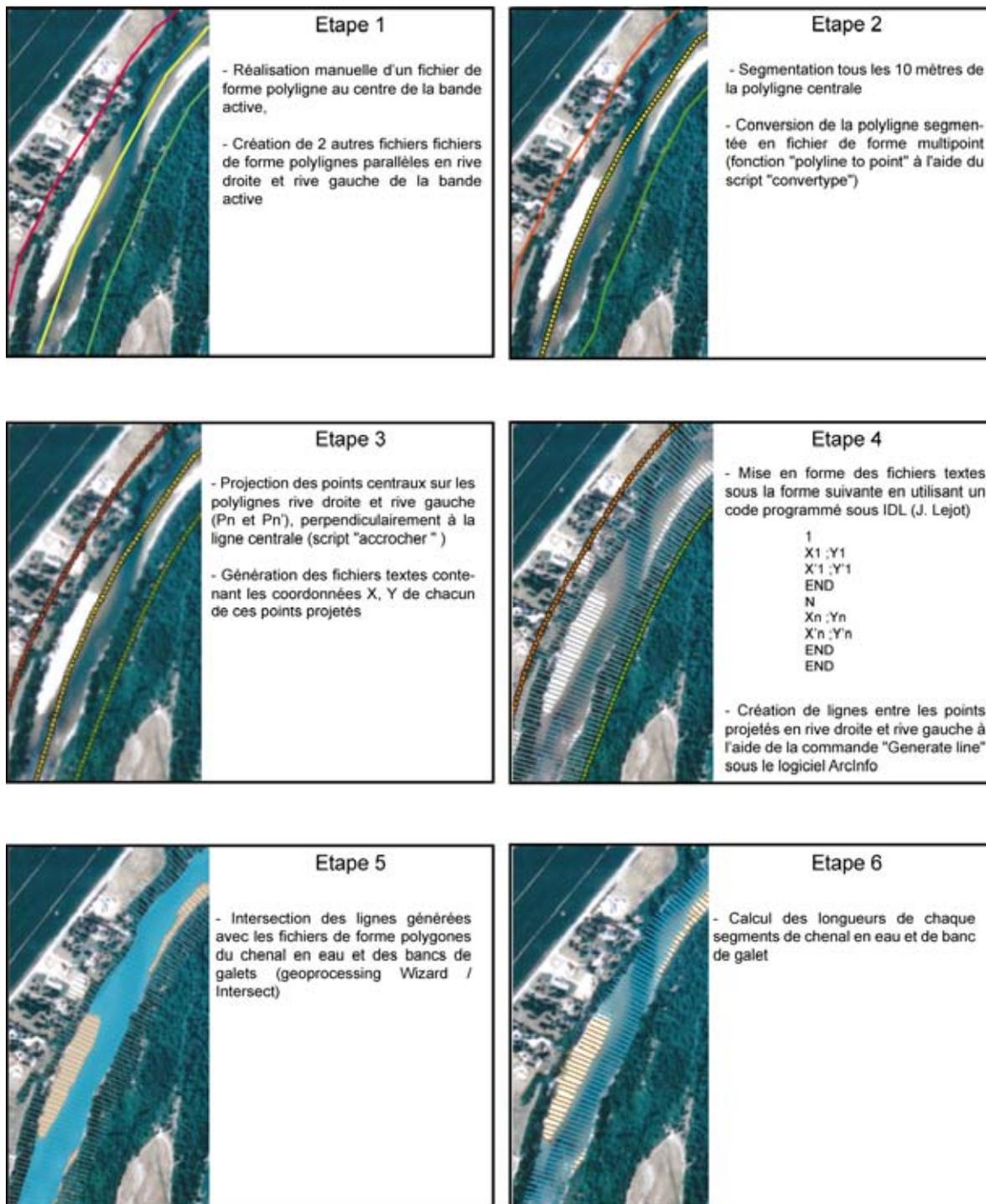


Figure 2.43 – Étapes méthodologiques pour l'extraction de largeurs de bancs et de chenal en eau tous les 10 m (adaptées d'après Moulin, 2005)

L'Ain étant une rivière à méandres mobiles, nous avons rencontré un problème de correspondance des segments d'une mission à l'autre. Les linéaires présentent des tracés différents, des rayons de courbures plus ou moins prononcés, des recouvrements de méandres et donc d'importantes variations de la longueur de chenal d'une série photographique à l'autre (tab. 2.14).

Tableau 2.14 - Variation des longueurs de linéaires en fonction des missions étudiées

Date des clichés	Longueur (m) d'Allement à Chazey	Longueur totale (m) d'Allement à Gournans
1963	34 140	-
1980	34 630	52 540
2000	35 360	53 230

Nous avons ainsi visuellement vérifié les bonnes correspondances segment par segment, en les superposant deux à deux, la segmentation de 1980 étant définie comme référence. Nous avons ainsi l'assurance de comparer deux à deux chaque segment perpendiculaire à la bande active correspondant à une largeur commune d'une période sur l'autre.

2. Evolution surfacique des bancs à l'échelle de la basse vallée

D'après les superficies cumulées de bancs de galets émergés observés pour des débits similaires, nous constatons une diminution des superficies de ces bancs depuis 1945 (-84 ha de 1945 à 2000 sur le secteur Neuville-sur-Ain Martinaz) (fig. 2.44). Cette diminution semble plus importante entre 1945 et 1963 que sur les périodes postérieures. Bien que les débits correspondant aux clichés de 1945 ne soient pas connus, nous avons conservé les valeurs relatives à cette série (pointillés) car 75 % des débits correspondant à la date des levés, entre 1949 et 1968, sont supérieurs à $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Il est peu vraisemblable que l'importante diminution des superficies, observée entre 1945 et 1963, soit liée à une différence de débits. En effet, même si le débit correspondant aux clichés de 1945 était supérieur à celui de 1963, cela nous conduirait, au contraire, à sous-estimer les superficies de bancs par rapport aux autres séries.

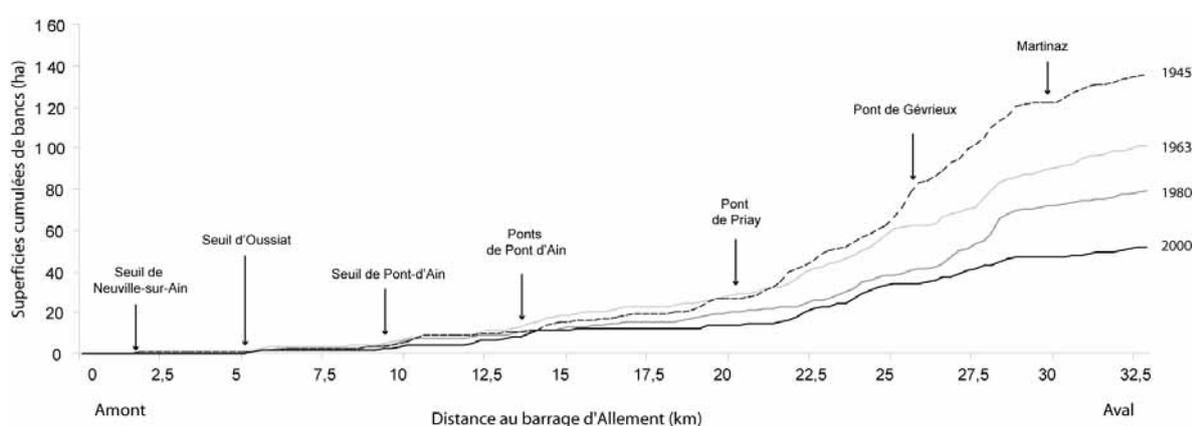


Figure 2.44 - Superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000, du barrage d'Allement à la boucle de Chazey (données renseignées par segment de 250 mètres)

Ces premiers résultats confirment la tendance générale relative à l'évolution surfacique des bancs établie en 1990 (Bravard *et al.*, 1991) sur la période 1945-1980. En revanche, ces auteurs notaient

une stabilisation des superficies de 1971 à 1989. Nos résultats sur la période 1980-2000 affichent, au contraire, une réduction des surfaces de bancs (environ 30 ha), qui touche notamment les secteurs de la boucle d'Oussiat, en aval du seuil, et de Villette-Mollon (pk 26 et 29) sur lequel la colonisation végétale s'est prolongée plus tardivement (fig. 2.44).

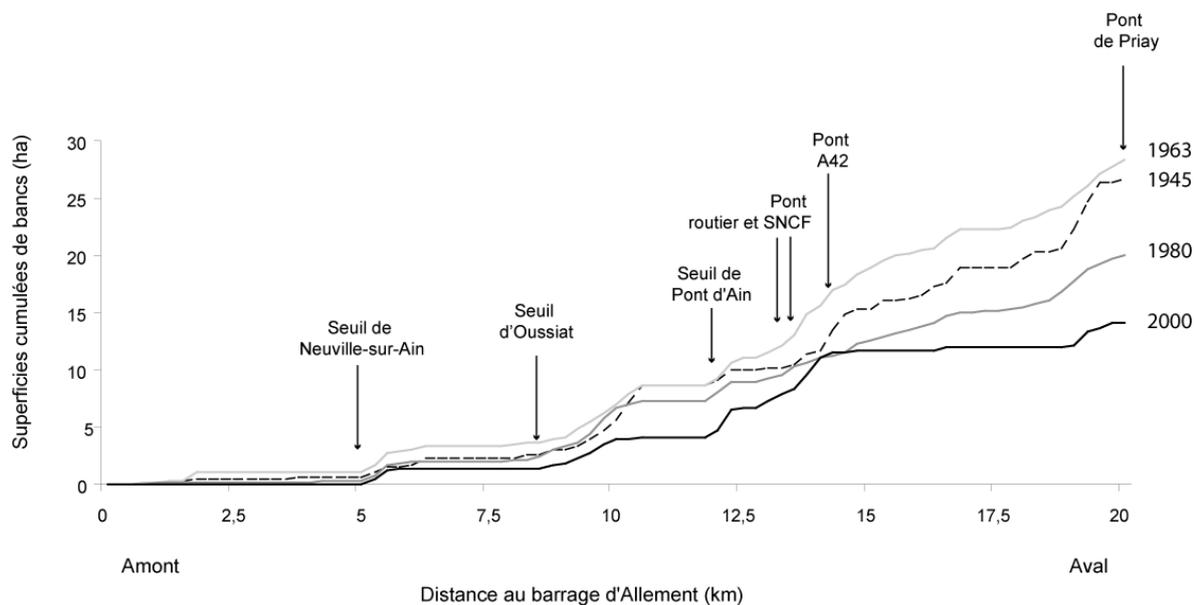


Figure 2.45 - Détail des superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000, du barrage d'Allement au pont de Priay

La répartition des bancs de galets en amont de Pont d'Ain est entièrement dépendante de la présence des seuils des microcentrales (fig. 2.45). L'eau retenue en amont submerge entièrement la bande active alors qu'en aval les bancs sont exondés (photo. 2.5). L'augmentation des superficies de bancs est également à noter depuis l'aval du seuil d'Oussiat jusqu'à Priay, entre 1945 et 1963, et ce, avant même la construction du barrage d'Allement.



Photographie 2.5 – Vue aérienne du seuil de Pont d'Ain en 2000. Nous pouvons observer que le banc en aval du seuil est artificiellement exondé

Il est tentant d'associer cette disparition continue des superficies de bancs à la colonisation végétale que ces espaces ont connue au cours de la rétraction de la bande active. Une relation semble effectivement exister (fig. 2.46A, B et C) et reste significative sur les trois périodes considérées ($p=0,02$), même si les coefficients de corrélation sont faibles (0,55 ; 0,447 puis 0,432). Cette relation est cependant de plus en plus ténue alors que la diminution surfacique des bancs se poursuit de façon continue (fig 2.46D ; $p=0,006$ et $p=0,009$).

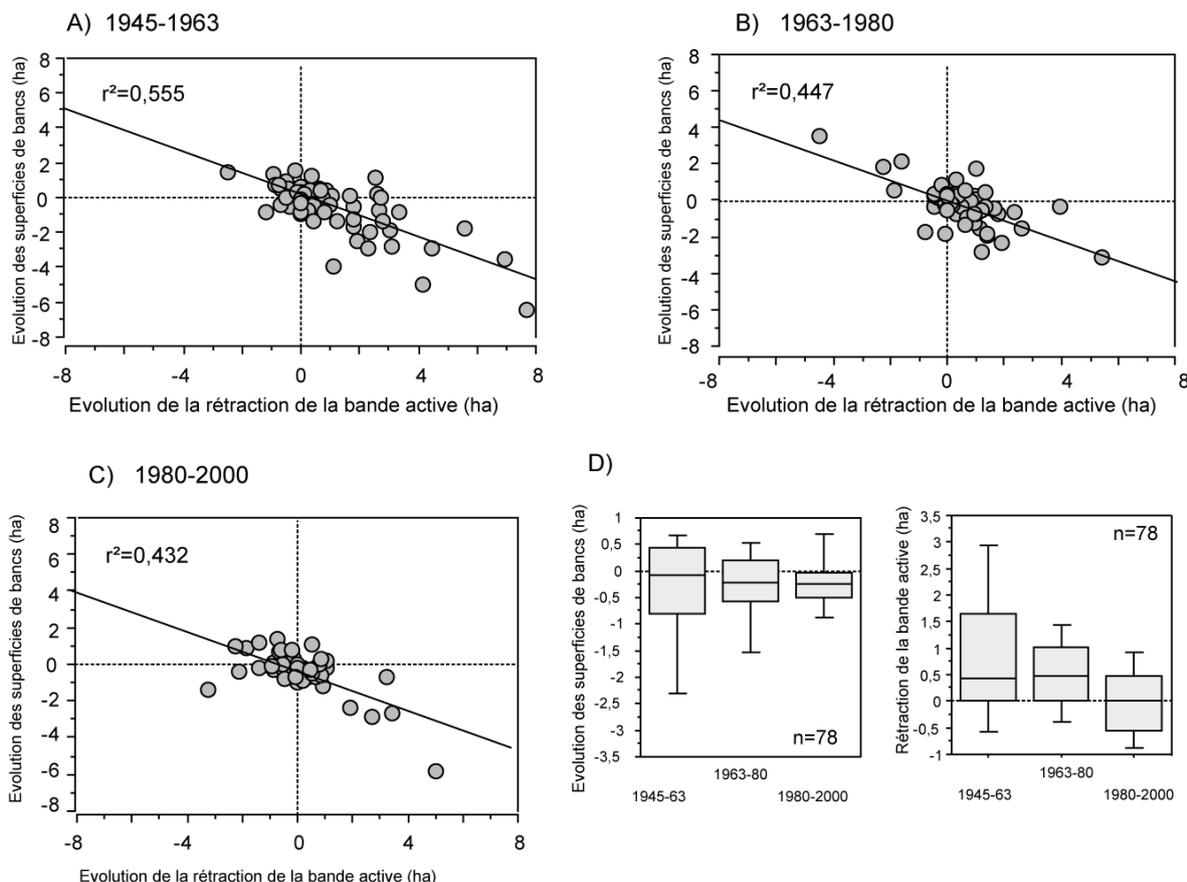


Figure 2.46 - relation entre superficies de bande active rétractée et diminution de la superficie des bancs de galets de 1945 à 2000 (A, B et C), par secteur et (D), évolution générale des bancs de galets entre Pont d'Ain et Chazey-sur-Ain. Ces données sont renseignées par segments de 250 mètres

Durant la période 1980-2000, le cours d'eau continue à enregistrer une diminution surfacique des bancs, certes légère (médiane à 0,25 ha), mais concernant 75 % des segments. Dans le même temps, 50 % de ces mêmes segments se caractérisent par un élargissement de la bande active (fig. 2.46D). Deux périodes peuvent donc être distinguées : entre 1945 et 1980, la disparition des bancs semble majoritairement liée à leur colonisation par la végétation puis, à partir de 1980, cette végétalisation paraît insuffisante pour expliquer l'amenuisement des bancs émergés.

Quatre processus différents peuvent expliquer la disparition des bancs de galets (tab. 2.15). Une analyse spatialisée de ces informations permet de déterminer si d'autres facteurs sont susceptibles d'avoir participé à ces tendances.

Tableau 2.15 - Facteurs potentiels contrôlant la diminution surfacique des bancs de galets

Facteurs	Causes	Logiques spatiales	Logiques temporelles
Déficit de charge	Interruption du transit sédimentaire	Propagation aval	Avant ou pendant incision
	Baisse des contraintes locales car incision du chenal	Propagation aval	Après incision
Végétalisation des bancs	Baisse des contraintes locales car atténuation du régime de crue	Concerne simultanément tout le linéaire	Dès l'installation du barrage
	Augmentation de la résistance à la suite de l'abandon du pâturage	Où il y avait pâturage	Synchrone au boisement du lit majeur

3. Analyse spatiale de l'évolution surfacique des bancs

3.1. A l'échelle de tronçons de 250 mètres

Pour faciliter l'analyse spatiale de ces évolutions et mettre en évidence les ruptures les plus significatives sur chacune des séries, nous avons procédé à un test de stationnarité (test non paramétrique de Pettitt) sur chaque courbe de superficies cumulées de bancs de galets. Il est ainsi apparu que certaines ruptures significatives ($p < 5\%$) étaient permanentes d'une série à l'autre (fig. 2.47). Elles nous ont permis de définir un cadre structural à partir duquel nous avons délimité 6 tronçons. Le fait que les superficies de bancs au sein de chaque tronçon présentent une faible variabilité nous permet de considérer que ces mêmes tronçons affichent des dynamiques sédimentaires cohérentes. Ils serviront ainsi de support à notre analyse spatiale.

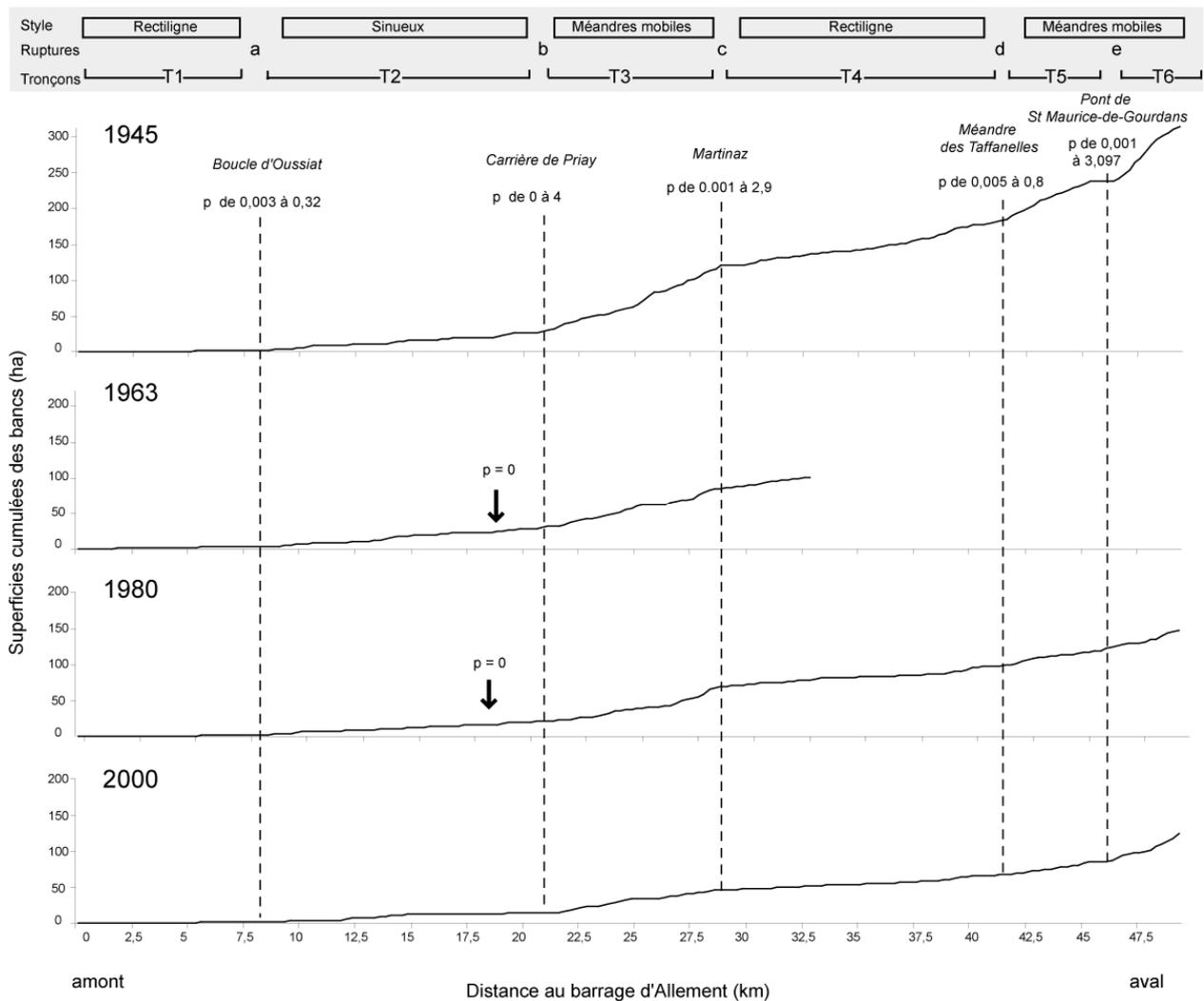


Figure 2.47 - Superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000 et seuils significatifs d'après le test de Pettitt (voir carte hors texte)

Les ruptures obtenues correspondent effectivement aux zones de contact entre les secteurs fortement et faiblement dynamiques, secteurs rectilignes et secteurs à méandres, mais ne coïncident aucunement avec la sectorisation réalisée à partir des données de rétraction. Le caractère partiel de la concordance spatiale confirme les faibles corrélations précédemment observées (fig. 2.46).

Les écarts de superficies de bancs entre les différentes séries ont été appréhendés à partir des valeurs de pentes des courbes de superficies cumulées par tronçon. Ces derniers présentent des évolutions contrastées (fig. 2.48).

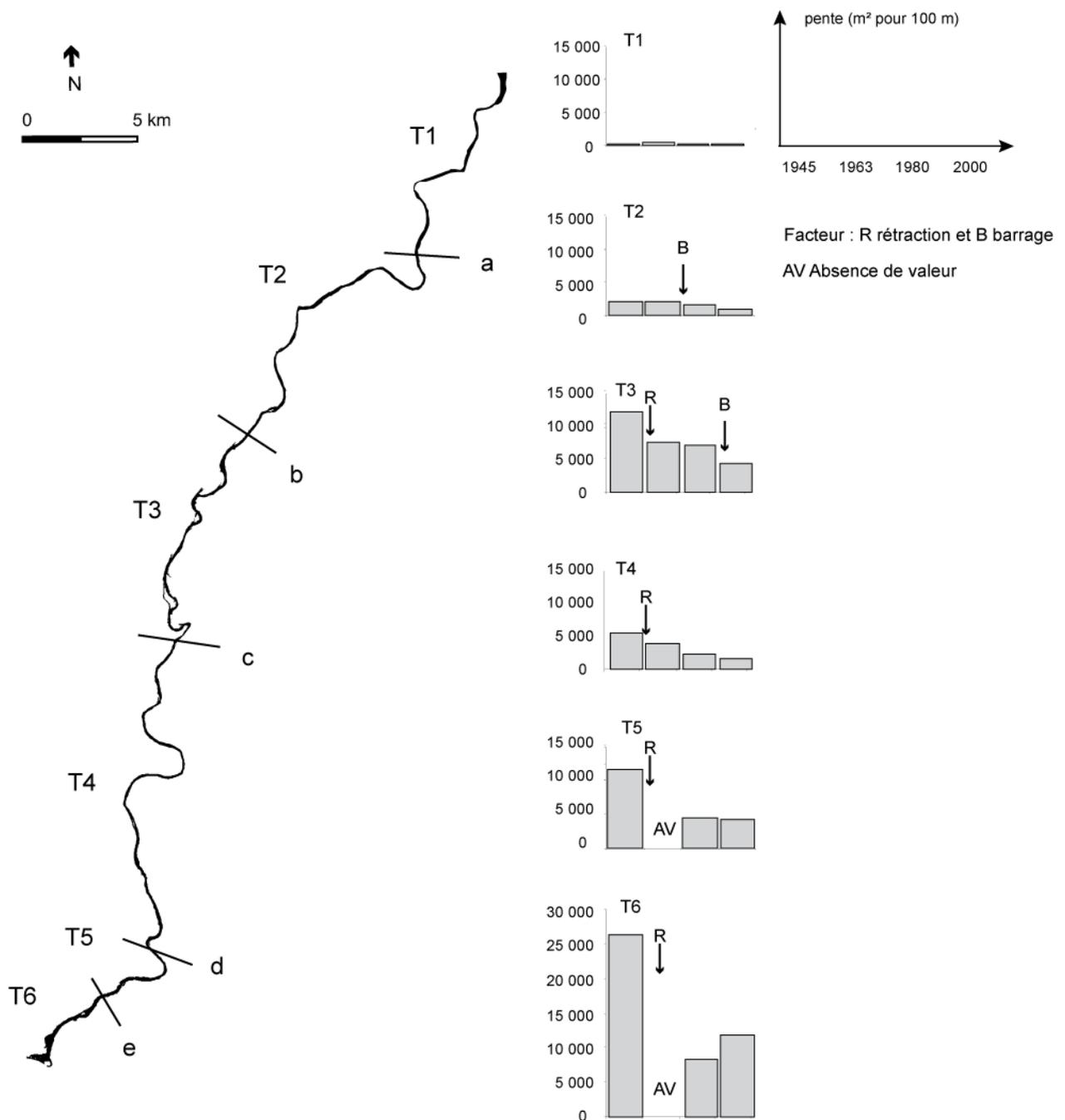


Figure 2.48 - Valeurs de la pente des courbes de superficies cumulées de bancs par secteur homogène en 1945, 1963, 1980 et 2000

Seul le tronçon T1 n'enregistre aucune modification surfacique de ses bancs depuis 1945. Dès 1945, il ne comporte que de faibles superficies de bancs, probables reliquats d'une période plus dynamique au niveau sédimentaire, composés de sédiments dorénavant trop grossiers pour pouvoir être mobilisés. Ces bancs sont peu élevés et fréquemment immergés, ce qui explique qu'ils n'aient pas été colonisés par la végétation.

Les tronçons T2 à T4 connaissent une réduction forte des superficies de bancs mais dont le rythme diffère sensiblement. Cette réduction ne débute qu'à partir de 1963 sur T2. Disposant de faibles

surfaces de bancs, ce tronçon n'a pas été concerné par le processus de rétraction de 1945-1954. Il ne connaît une réduction de pente des superficies cumulées qu'à partir de la période 1963-1980, c'est-à-dire après la construction des barrages qui semble réactiver la disparition de la charge de fond. Comportant peu de bancs de galets, et donc de faibles stocks sédimentaires, ce tronçon a probablement été particulièrement réactif à la suppression totale des apports de matériaux depuis le bassin versant. Des curages en lit mineur lors de la construction du pont autoroutier de Pont d'Ain ont été effectués en 1988, ce qui peut expliquer en partie les diminutions enregistrées sur la dernière période.

Comme nous l'avons souligné précédemment (*cf* partie 1), le tronçon T3 montre une réduction conséquente de ses bancs sur la période 1945-1963, du fait de l'explosion de la colonisation végétale intervenue à la suite notamment de l'abandon des pratiques pastorales. Ce processus prend fin dès 1963, date à partir de laquelle peu de modifications interviennent jusqu'en 1980, où nous constatons une nouvelle période de réduction surfacique des bancs qui, cette fois, ne s'accompagne pas de processus de rétraction notable. Cet amenuisement ne peut donc pas être expliqué par une nouvelle vague de colonisation végétale. Il est probable qu'il soit le résultat de la progression du déficit sédimentaire depuis l'amont et, après avoir bénéficié de l'exportation des derniers sédiments mobilisables depuis le tronçon T2, le tronçon T3 connaît à son tour une vidange de sa charge grossière qui n'est plus compensée par des apports amont devenus inexistantes.

Le secteur en aval du tronçon T3 est trop éloigné des barrages (30 km en aval d'Allement) pour que l'évolution de ses bancs soit en lien avec la mise en place de ces infrastructures. Le tronçon T4 ayant connu, en plus d'une légère rétraction, de nombreux recoupements de méandres, artificiels pour la plupart, il est probable que la disparition de ses bancs, observée dès 1945, en soit une conséquence directe. Ces recoupements, effectués dès la période 1945-1954, ont certainement contribué à accroître à la fois la pente et les vitesses des écoulements et favorisé la végétalisation des bancs abandonnés dans les méandres recoupés. Ces accélérations ont entraîné la vidange sédimentaire du tronçon et développé des conditions très peu propices au dépôt de la charge provenant de l'amont. Devenu très rectiligne, ce tronçon n'est plus qu'un secteur de transit et non de stockage de la charge. Le processus d'amenuisement des bancs s'est atténué depuis les 20 dernières années, probablement du fait de l'absence d'importantes superficies de galets encore mobilisables, qui ont déjà été exportés pour la majeure partie durant les 40 années précédentes.

Les tronçons T5 et T6, hormis une forte réduction des superficies de bancs entre 1945 et 1963, du fait de la forte colonisation végétale, ne présentent pas de réduction récente mais une stabilisation (T5) ou même une augmentation des superficies de bancs (T6) depuis 1980.

3.2. Sur la base d'une stratégie d'échantillonnage fine (10 mètres)

L'échantillonnage des largeurs tous les dix mètres autorise une analyse beaucoup plus fine de la variabilité spatiale et temporelle des largeurs de bancs. L'utilisation du rapport « largeur de bande active/largeur de lit mouillé » nous permet d'avoir une vision synthétique de la part de l'occupation de

la bande active par les bancs de galets. Cette analyse tous les dix mètres confirme la disparition des bancs de galets au sein de la bande active à l'échelle de l'ensemble de la basse vallée (fig. 2.49)

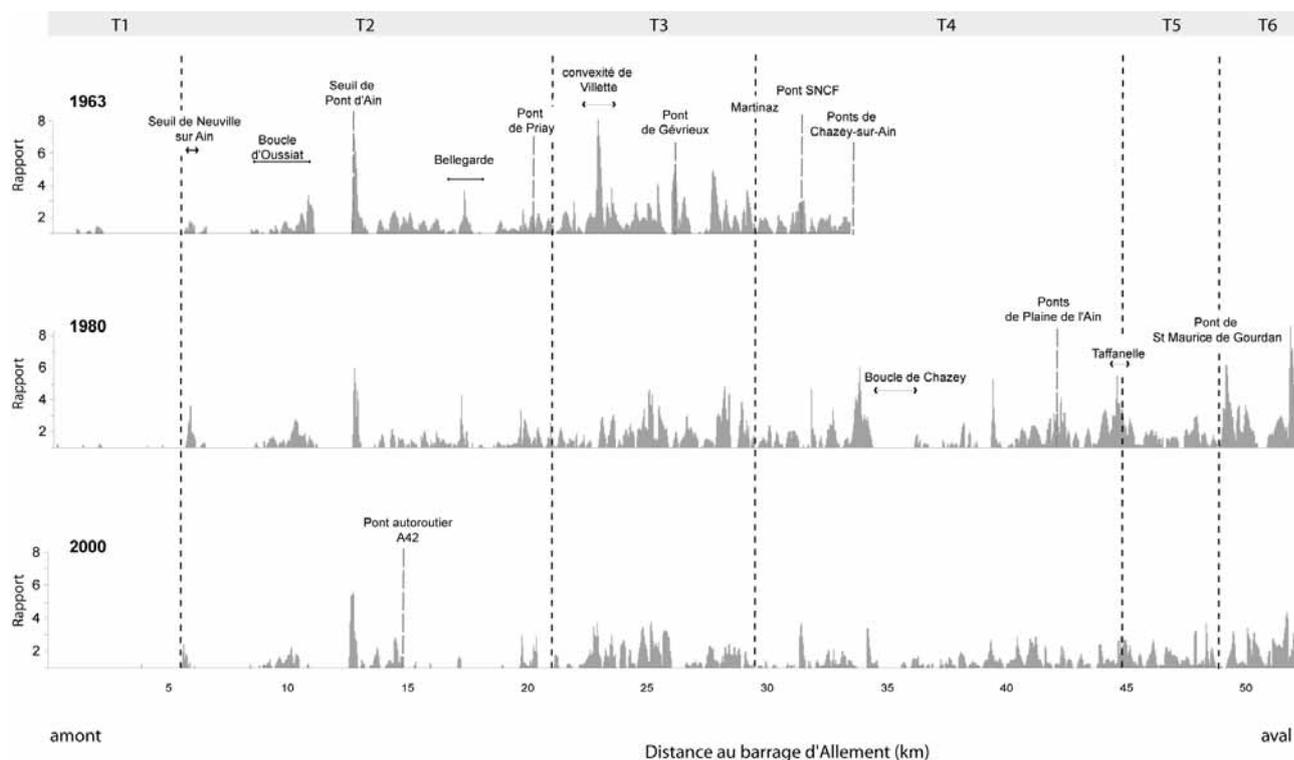


Figure 2.49 - Variation longitudinale de la part d'occupation de la bande active par les bancs de galets en 1963, 1980 et 2000

Nous observons également que les gradients amont-aval de cette disparition sont masqués par les effets locaux engendrés par les seuils et piles de ponts. Ceci est particulièrement visible sur le tronçon T2 où les bancs de galets sont artificiellement maintenus par la présence de différents ouvrages, les zones non « protégées » ayant été totalement vidangées. C'est ce que l'on observe notamment entre le pont autoroutier de Pont d'Ain et celui de Priay sur la période 1980-2000.

Une analyse géostatistique a été réalisée sur ce dernier jeu de données afin de caractériser longitudinalement et temporellement l'organisation des bancs par tronçon. L'autocorrélation spatiale peut être définie comme la ressemblance des valeurs prises par une variable, exprimée en fonction de leur localisation géographique (Aubry et Piégay, 2001). L'analyse de l'autocorrélation permet de quantifier la régularité spatiale d'un phénomène. Une autocorrélation spatiale positive indique que la valeur d'une variable en un point ressemble plus aux valeurs des points voisins qu'à celles de tous les autres. Pour une autocorrélation négative, il s'agit d'une dissemblance (Davis 1986). Dans notre cas, elle a été appliquée aux largeurs brutes de bancs renseignées tous les dix mètres. Cette analyse permet de mettre en évidence essentiellement l'évolution de deux paramètres : la longueur des formes fluviales, à savoir les bancs, et les distances sur lesquelles ces formes se répètent (fig. 2.50).

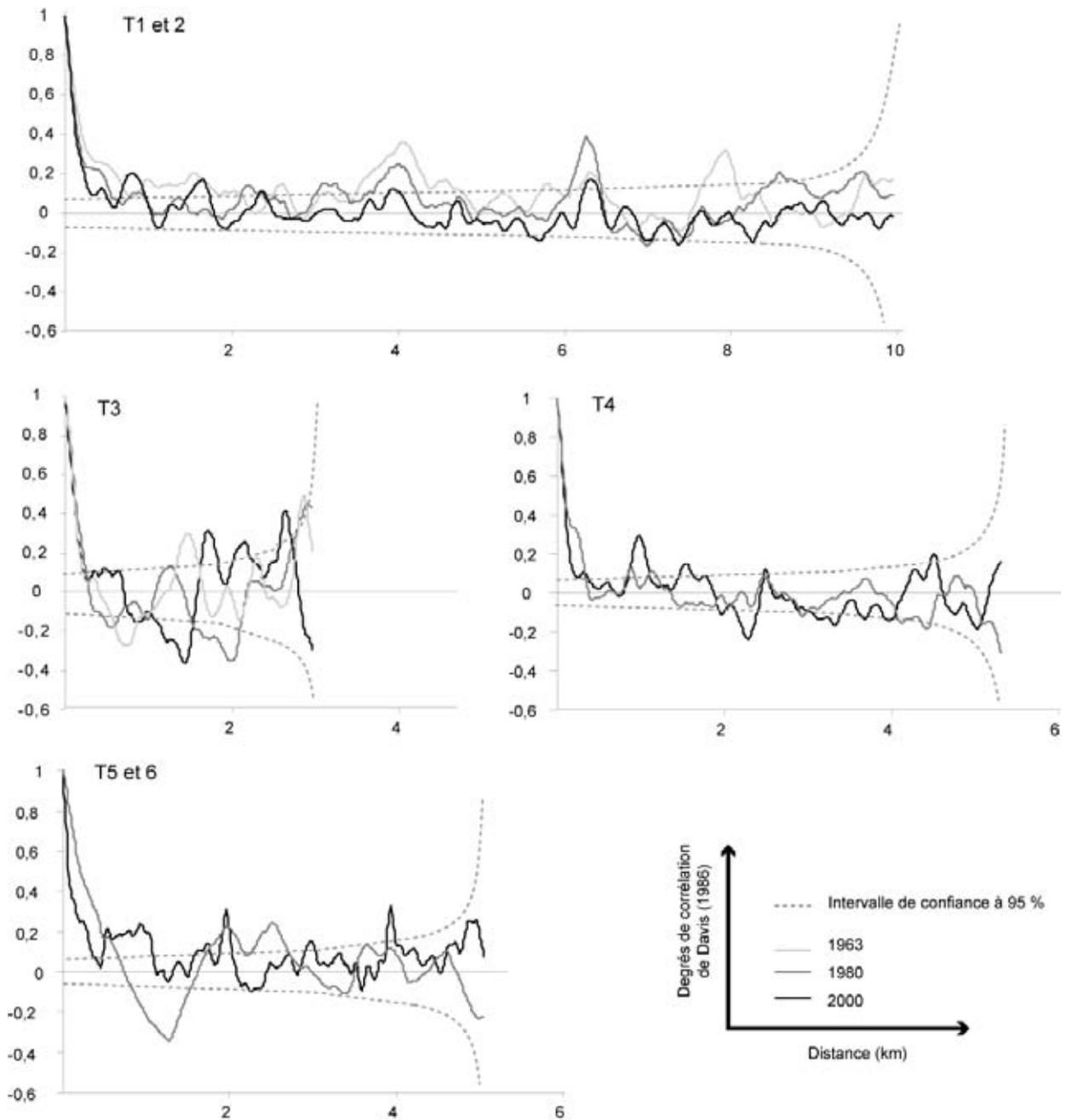


Figure 2.50 - Représentation graphique du coefficient de corrélation de Davis calculé pour les largeurs de banc en 1963, 1980 et 2000 par tronçons

Les résultats de l'analyse sur les tronçons 1 et 2 confirment notre diagnostic (fig. 2.50). Ce secteur présente une structuration des bancs figée dans le temps, spatialement invariante depuis 1963. Bien que la longueur des bancs se réduise de 1963 à 2000, la répétition des formes se fait à intervalle fixe, tous les 4 et 6 km. Ces intervalles correspondent grossièrement aux distances séparant les ouvrages sur ces tronçons (seuils et ponts). Il semble donc que la structuration des formes fluviales sur ce secteur soit maintenue artificiellement. Le niveau de corrélation diminue au droit de ces formes, ce qui démontre une homogénéisation progressive de ces tronçons. En 1963, même si structuration était

d'origine anthropique, les bancs étaient longs (environ 600 mètres) et les alternances de bancs étaient très marquées. En 2000, cette structuration est totalement déliquescence.

L'analyse du tronçon 3 montre que, même si les bancs de ce secteur ont connu une diminution surfacique, leur longueur n'a pas été modifiée (environ 300 mètres). Depuis 1963, ce secteur continue de présenter une alternance de corrélation positive et négative, signe qu'il a conservé une structure marquée par une alternance de zones en eau et de zones de bancs larges. Cette structure n'est pas spatialement permanente, du fait de la migration probable de ces bancs. En 1963 et 1980, nous observons de fortes corrélations négatives tous les 500 mètres environ, qui doivent correspondre à la présence de seuils en tête de banc. La distance de répétition de ces seuils est passée à 1,5 km et la longueur de ces seuils a augmenté, probablement du fait de l'accentuation des boucles de méandres observée, essentiellement depuis 1980, sur ce secteur. En 1963 et 1980, la répétition des formes se faisait sur de plus petites distances, ce qui est révélateur d'un système en tresse déliquescence. En 1980, les valeurs de corrélation sont faibles car le style en tresse est véritablement abandonné sans qu'une nouvelle structuration nette ait eu le temps de se développer. En plus d'une légère diminution des superficies de bancs, nous observons une répartition et physionomie nouvelles de ces mêmes bancs.

Depuis le tronçon 4, nous ne disposons plus d'information relative à 1963 et nous ne pouvons donc appréhender les évolutions que depuis 20 ans pour les tronçons en aval.

Le tronçon 4 ne présente pas d'évolution forte depuis 1980, hormis une réduction de la longueur des bancs. Ce secteur ne présente pas de structure spatiale très forte de ses formes. En revanche, les tronçons 5 et 6 ont connu une forte modification depuis 20 ans. En 1980, ils présentent une structure longitudinale nette, marquée par une alternance de fortes corrélations positives et négatives, soit des formes longues et très marquées comme nous l'observions précédemment sur le tronçon 3. Cette structure a été modifiée en 2000. La longueur des formes a été divisée par 2 et leur répétition est plus fréquente (tous les 500 mètres au lieu de 1,8 km en 1980). Nous ne retrouvons plus de corrélation négative forte, ce qui signifie une homogénéisation de la présence des bancs. Il semble que ces secteurs suivent effectivement l'évolution inverse de celle constatée au niveau du tronçon 3. Présentant une structure correspondant au style à méandres en 1980, ces secteurs continuent aujourd'hui à voir une répétition des formes tous les 2 km, mais elles sont moins larges et moins longues. Cette déstructuration du style à méandres est peut-être en relation directe avec l'incision qui s'y est développée.

D/ Synthèse et discussion

1. De l'influence des barrages

La basse vallée de l'Ain a connu une profonde modification de son style fluvial depuis le début du 19^e siècle. Si les modifications de style antérieures à 1945 (style en tresses vers un chenal unique sinueux) semblent principalement liées aux modifications climatiques, à celles du bassin versant, ainsi qu'à divers aménagements réalisés sur les affluents de l'Ain (Fagot *et al.*, 1989), il semble que la rétraction de la bande active de la basse vallée soit principalement intervenue de 1931 à 1954, du fait de la modification des pratiques riveraines (Piégay, 1995 ; Dufour, 2005). Nous avons pu mettre en évidence que les barrages n'ont pas initié le processus de rétraction observé depuis 1945, mais peuvent l'avoir accompagné de deux façons, par la modification des débits morphogènes et par la rétention en amont de la charge de fond.

Concernant l'effet des barrages sur les débits liquides, nous avons pu souligner que les ouvrages réduisent l'amplitude des débits maximums annuels ainsi que la fréquence des débits morphogènes intervenant en fin d'automne. En revanche, ils affectent peu les débits durant la période d'activité végétative (mars à juin). Ils ne favorisent donc pas le développement de la végétation mais ils contribuent à limiter le caractère morphogène des crues automnales et hivernales.

La contribution des barrages à la diminution des entrées sédimentaires est bien établie, comme le souligne la concordance chronologique et spatiale des processus morphologiques. Nous avons, ainsi, mis en évidence le développement actuel d'un pavage, plus prononcé sur une vingtaine de kilomètres en aval de la chaîne de barrages, que sur le reste de la basse vallée. Le degré et la distribution spatiale de ce pavage, ainsi que l'évolution surfacique des bancs de galets, soulignent le contrôle du déficit sédimentaire depuis l'amont. Le front de progression de ce pavage se localise, actuellement, au droit du pont de Gévrieux ; sa vitesse de progression est de l'ordre de 500 mètres par an, ce qui est cohérent avec les différentes valeurs citées dans la littérature (Williams et Wolman, 1984 ; Phillips *et al.*, 2005). Nous pouvons, cependant, nous attendre à un ralentissement de la progression de ce front. Il s'apprête, en effet, à affecter un secteur probablement plus résistant au tarissement de la charge de fond, dans le sens où celui-ci possède un stock sédimentaire important sous forme de bancs actifs très développés au sein de la bande active et une forte mobilité latérale. Le tronçon qui a déjà été affecté contenait peu de réserves sédimentaires ; il présente, de plus, une faible mobilité latérale depuis 1945 et, donc, des capacités de recharge sédimentaire très limitées du fait des nombreuses protections de berges dont il est équipé. Certains auteurs ont déjà mis en évidence que l'amplitude des ajustements n'est pas nécessairement corrélée à la distance au barrage, mais dépend du niveau d'altération du régime hydrologique, de la réduction des pics de débit, des apports sédimentaires et des caractéristiques géomorphologiques locales (Sherrard et Erskine, 1991 ; Grams et Schmidt, 2005). Nos observations sur l'Ain, illustre également le rôle significatif joué par la morphologie locale.

Enfin, l'incision, ajustement fréquemment observé dans le cas de tronçons fluviaux en aval de barrage, n'est pas observée sur notre système. La majeure partie de cette incision s'est produite antérieurement à la mise en place des barrages, durant l'ajustement du cours d'eau à la fin du Petit Age Glaciaire (modification climatique, aménagement du Rhône et des affluents de l'Ain). Le profil en long, dès 1976, est contrôlé par les affleurements de substratum ou les exhumations de blocs morainiques.

2. Des gradients d'ajustement complexes

La plupart des études portant sur les ajustements morphologiques des cours d'eau en aval de barrages présente des gradients amont-aval relativement clairs. De prime abord, la partie aval de la basse vallée étant peu aménagée, nous nous attendions à observer un gradient net et peu perturbé. Il semble, cependant, que ce modèle attendu soit plus complexe et partiellement brouillé par différents éléments spatialement et temporellement emboîtés.

Avant même la construction du barrage, la basse vallée était déjà sur une trajectoire d'ajustement complexe. Cette complexité est liée à l'intervention de paramètres locaux (modifications des pratiques riveraines) et externes, en amont (reboisement des versants, industrialisation des vallées jurassiennes) et en aval (aménagement du Rhône) de la basse vallée dont la manifestation temporelle est différente, respectivement autour de 1945 pour les pratiques riveraines, et fin du 19^e au milieu du 20^e siècle pour les autres.

A ces facteurs de contrôle, se surimposent les modifications des débits liquides et solides engendrées par la construction des barrages (1931-1968). Si la modification des débits liquides concerne l'ensemble de la basse vallée, la rétention de la charge dans les réservoirs des ouvrages se traduit par la progression depuis l'amont d'un déficit sédimentaire.

De plus, l'Ain, dans sa basse vallée, ne présente pas une morphologie homogène. Nous constatons, ainsi, une alternance, vers l'aval, de secteurs présentant des caractéristiques et des fonctionnements très contrastés, depuis des secteurs latéralement dynamiques à méandres mobiles, aux secteurs latéralement stables (sinueux, voire naturellement ou artificiellement rectiligne, ou encore à méandres imprimés). Ainsi, nous observons des discontinuités longitudinales importantes sur le plan morphologique qui justifient l'utilisation du concept de discontinuité fluviale (*Discontinuum River concept*) proposé par Rice *et al.* (2001) plutôt que celle du concept de continuum fluvial (Vannote *et al.*, 1980) par ailleurs déjà discuté dans le cadre de travaux en écologie aquatique (Statzner et Higler, 1985). La pertinence de ce concept s'applique non seulement aux études scientifiques mais aussi aux pratiques de gestion dans le cas de l'Ain.

Enfin, des paramètres ponctuels peuvent également intervenir : présence d'infrastructures (ponts, seuils), recoupements artificiels de méandres, protections de berges, curages de bancs dans le cadre de travaux de rectification (ex : Pont d'Ain). Ces paramètres peuvent être à l'origine d'un ajustement local (ex : incision suite à un recoupement) et source d'une variabilité supplémentaire dans la réponse générale du système (ex : maintien des bancs au niveau des seuils).

Dans ce schéma complexe, il n'est pas aisé de distinguer la part relative des facteurs de contrôle. Les différentes échelles spatiales utilisées dans le cadre de notre analyse ont, cependant, contribué à éclairer ce point. Les précédentes études morphologiques conduites sur l'Ain étaient menées à une échelle de 250 mètres (Piégay *et al.*, 2000), ce qui correspond à la dimension moyenne d'un banc de galets. En conservant, dans un premier temps, cette échelle d'analyse, nous avons pu mettre en avant les ruptures majeures intervenant sur le continuum fluvial de l'Ain. A partir de ces ruptures, deux types de structure ont pu être identifiés : une structures pérenne, à l'échelle des cinquante dernières années, liées principalement aux discontinuités géologiques ainsi qu'à l'hétérogénéité spatiale des pressions anthropiques, et des structures naturellement mobiles, du fait, notamment, de la migration des formes fluviales. Dans un second temps, l'analyse spatiale menée à l'échelle de 10 mètres a permis d'appréhender l'évolution des unités présentes dans la bande active (bancs et chenal en eau) en termes d'agencement et de morphologie. Cette échelle d'analyse est également pertinente pour la compréhension fine de l'effet des aménagements anthropiques (seuils, ponts, protections de berges) sur la structure et l'évolution des formes fluviales. De même, l'automatisation des procédures de mesures granulométriques, nous a permis d'augmenter le nombre d'échantillons et, ainsi, de déterminer précisément la localisation actuelle du front de pavage.

3. Perspectives

Deux éléments restent à analyser afin d'affiner la détermination de la part relative de chaque facteur de contrôle responsable des ajustements contemporains observés sur l'Ain.

Dans un premier temps, il s'agit d'améliorer nos connaissances relatives à la dynamique sédimentaire de l'Ain, et de ses affluents, dans sa partie jurassienne (amont du barrage d'Allement). Dans le but d'établir l'importance du rôle des barrages sur la dynamique sédimentaire actuelle de la basse vallée, il convient de quantifier avec précision les volumes et la nature des sédiments stockés annuellement en amont de chacun des ouvrages hydroélectriques. En effet, la responsabilité de ces ouvrages face au déficit sédimentaire n'est pas engagée de la même façon s'ils interrompent le transfert d'une quantité négligeable de sédiments ou si, au contraire, le volume entrant dans les réservoirs est proche du volume sédimentaire nécessaire pour enrayer la progression du front de pavage. Ce type d'information sera, cependant, difficile à collecter sans une collaboration étroite avec les gestionnaires de chaque infrastructure.

La modification des pratiques agro-sylvo-pastorales semble avoir été un facteur essentiel de l'évolution morphologique de l'Ain dans sa basse vallée durant la période 1945-1954 (Piégay, 1995 ; Dufour, 2005). Cependant, la connaissance que nous avons de l'évolution de ces pratiques est encore partielle. Ainsi, dans un second temps, des informations plus complètes relatives à la localisation et à l'intensité des pâturages et des collectes de bois à l'échelle de la basse vallée permettraient d'évaluer l'intensité de la relation entre ces activités anthropiques et l'évolution du cours d'eau.

En termes de perspective méthodologique, nous avons constaté que l'utilisation de différentes échelles spatiales, pour l'analyse des structures et de l'évolution des formes fluviales, permettait la

mise en lumière d'éléments et de processus différents. En automatisant les techniques de segmentation des données spatiales sous SIG, des analyses supplémentaires (type traitement du signal) peuvent être envisagées sur des données échantillonnées à intervalles très fins, 1 m à 5 cm selon la résolution des photographies aériennes. Cela permettrait d'appréhender des processus et des structures plus fins et de continuer à explorer les liens entre les échelles d'analyses et les types de processus observés comme, par exemple, la progression de la charge ou des bancs.

Chapitre 3 :

Étude de la dynamique sédimentaire de la basse vallée de l'Ain (1980-2000)

Dans le cadre du chapitre précédent, nous avons pu mettre en évidence, sur l'Ain, une diminution de la charge de fond de l'Ain depuis 1945. De même, le développement d'un pavage du fond du lit en amont de la basse vallée a été constaté, du fait d'un déficit sédimentaire résultant de la construction des barrages hydrauliques sur la période 1931-1968. Ce front de pavage est, actuellement, localisé en amont de Gévrieux et sa vitesse de progression est d'environ 500 mètres par an. De nombreuses études ont mis en évidence que la vitesse de progression, l'étendue et l'intensité des effets des barrages sur la charge de fond dépendaient en partie de la dynamique sédimentaire des tronçons en aval (Williamss et Wolman, 1984 ; Sherrard et Erskine, 1991 ; Grams et Schmidt, 2005). Ainsi, la présence d'importantes fournitures sédimentaires, du fait par exemple de l'existence d'un affluent, est susceptible d'enrayer la vidange sédimentaire d'un système (Marston et al., 2005). La connaissance de la dynamique sédimentaire de l'Ain (détermination des entrées sédimentaires, des dépôts, des capacités du cours d'eau à évacuer la charge disponible, quantification des excédents énergétiques du cours d'eau) est ainsi fondamentale pour une meilleure connaissance de l'amplitude actuelle du déficit sédimentaire, mais également pour la détermination des évolutions à venir et des préconisations de gestion à envisager.

Préambule méthodologique

1. Principes généraux pour l'étude de la dynamique sédimentaire

Trois méthodes sont envisageables pour analyser la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial :

- les mesures directes de transport solide,
- la détermination de la capacité de transport, à l'aide de formules hydrauliques, et
- la construction d'un budget sédimentaire par tronçon homogène.

Après plus d'un siècle de recherche, il est toujours difficile de suivre et de quantifier les transferts de sédiments grossiers dans les cours d'eau naturels où, pour des raisons pratiques et/ou financières, il est difficile d'effectuer **des mesures directes** (Brewer et Passmore, 2002). Ceci est particulièrement pertinent dans le cas des cours d'eau dynamiques où le transport sédimentaire et la géométrie du chenal sont tous deux spatialement et temporellement très variables. De plus, la mesure directe ne renseigne que sur les conditions de transport actuelles et ne permettent pas d'analyses rétrospectives. Il est alors difficile de déterminer des évolutions à moyen terme.

Face à ces contraintes, l'utilisation **d'équations de transport solide** a l'avantage de permettre la reconstitution et la prédiction du transport solide pour des conditions autres que les conditions actuelles (Wilcock, 2001). Cette approche présente cependant de nombreuses limites. Tout d'abord, la fiabilité des équations de transport solide reste encore une source de questionnement. Il existe, dans la littérature, un grand nombre de formules de transport solide (Gomez et Church, 1989 ; Cardoso, 1994), toutes basées sur la reconnaissance de l'existence d'une relation spécifique entre les variables hydrauliques, les paramètres sédimentaires et le volume de charge solide transporté. La nature disparate des données expérimentales disponibles et le manque de données collectées sur le terrain ont plus contribué à la prolifération qu'à la consolidation des formules existantes. Cette multiplication démontre qu'il n'existe pas de formule universellement reconnue et que les processus physiques définissant le transport solide ne sont encore pas complètement analysés (Gomez et Church, 1989). De plus, cette approche est limitée à la détermination des processus actuels, car il est difficile d'obtenir les données anciennes (granulométrie, rugosité...) nécessaires à son application. Enfin, la plupart des équations de transport solide utilisées suppose que le cours d'eau est à l'équilibre, c'est-à-dire que sa capacité de transport égale le volume de charge disponible (Ramez, 1995), et ne considère souvent que les contraintes hydrauliques sur le mouvement des sédiments (Graf, 1971, cité dans Carling, 1989). Aucune équation ne semble actuellement pouvoir représenter la complexité réelle des processus de transport (McLean et Church, 1999)

Il est, ainsi, nécessaire de s'intéresser à la question de la disponibilité des sédiments en termes de fournitures entrant dans le système et en étudiant les mécanismes de stockage dans la bande active (Klingeman et Emmet, 1982, cité dans Carling, 1989). Un moyen pour répondre à cette question consiste à construire un **budget sédimentaire morphologique**, qui permet de déterminer et de quantifier les changements morphologiques reflétant les érosions et les dépôts de sédiments sur un secteur et une période donnés (Brewer et Passmore, 2002). Cependant, cette approche ne prend en

compte que les érosions et dépôts de sédiments visibles entre deux suivis et ne permet donc pas d'appréhender les transferts de sédiments qui se produisent pendant la période considérée sans entraîner de modification de la géométrie du lit (Brewer et Passmore, 2002). Son utilisation est également difficile sur le court terme, car l'échelle de temps peut être insuffisante pour que les ajustements du cours d'eau soient suffisamment importants pour pouvoir être observés (Goff et Ashmore, 1994). Enfin, cette approche morphologique nécessite une estimation de la capacité de transport en amont ou en sortie du secteur considéré, soit par mesures directes, soit par l'utilisation de formules hydrauliques sur des sections données.

Aucune de ces trois approches ne semble être individuellement satisfaisante pour nous permettre de répondre à l'ensemble de nos objectifs, mais chacune est susceptible de pouvoir amener des éléments de réponse complémentaires. Elles seront, ainsi, menées parallèlement, ce qui nous permettra, à la fois, de procéder à une validation croisée des différentes techniques à partir des informations communes qu'elles nous fourniront, et également d'obtenir des informations complémentaires qui pourront servir de socle solide pour la définition de préconisations de gestion de la charge de fond de ce cours d'eau (fig. 3.1).

Étape 1. Définition de tronçons dont le fonctionnement sédimentaire est homogène

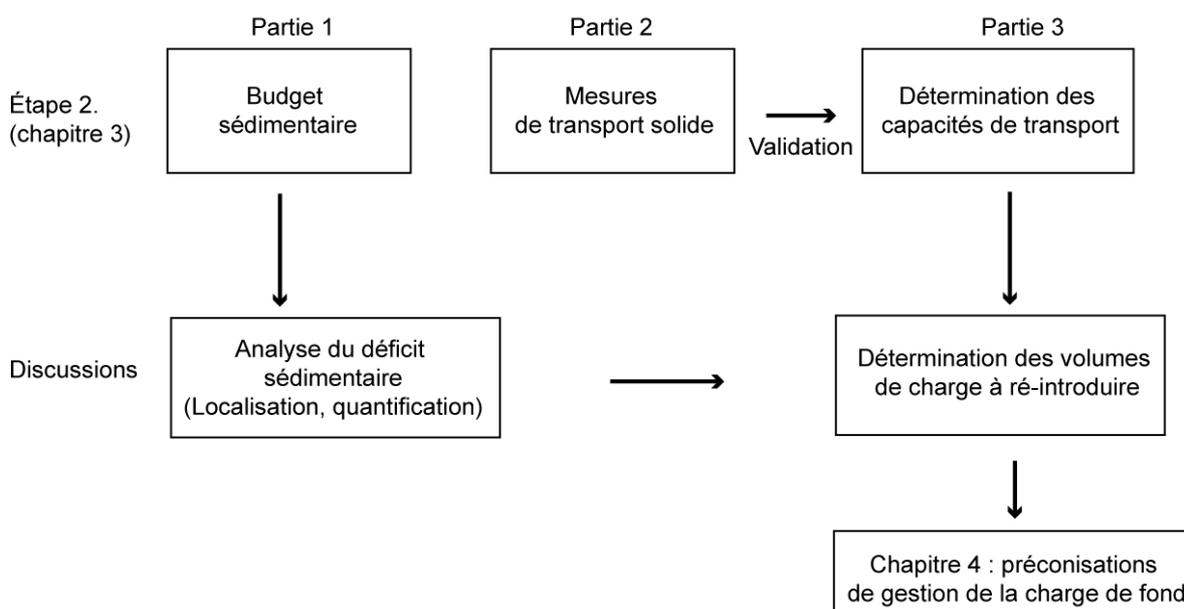


Figure 3.1 - Structure générale des axes développés dans le cadre de ce chapitre

La construction de notre budget sédimentaire, comme la détermination de la capacité de transport, ne portera que sur les sédiments constituant la matrice grossière composant la charge de fond du cours d'eau. La charge en suspension est majoritairement composée de sédiments fins, provenant des pentes du bassin versant, des parties supérieures des berges ou des dépôts en lit majeur. Une fois

entraînés, ces matériaux se déplacent principalement en suspension sur des distances importantes et ont un faible impact sur la morphologie du chenal. La charge grossière, en revanche, comprend les sédiments composant le chenal et la partie inférieure des berges ; elle se déplace sur des distances plus courtes dans le chenal, principalement par saltation ou charriage. C'est elle qui façonne la morphologie du chenal (Ham et Church, 2000).

2. Détermination de secteurs homogènes

2.1. Objectif et principe

Nous avons observé dans le chapitre précédent que la basse vallée de l'Ain ne présentait pas un fonctionnement morphologique homogène. Il est donc important que les budgets sédimentaires soient établis à l'échelle de secteurs homogènes en termes de dynamique de stockage et de production sédimentaire, pour retranscrire au mieux le fonctionnement de chacun de ces tronçons. De plus, dans le cadre de l'utilisation d'équations de transport solide, il est nécessaire que les sections en travers, sur lesquelles sont appliqués les calculs, soient représentatives d'ensembles homogènes selon des critères hydrauliques et géomorphologiques (Ham et Church, 2000).

Dans de nombreux cas, les confluences correspondent aux ruptures principales dans la distribution longitudinale des débits et des apports de charge et sont, ainsi, des paramètres structurants majeurs pour la détermination de secteurs de dynamiques homogènes. C'est ainsi le cas sur la Magra (Italie), sur laquelle un protocole identique au nôtre est développé (Simoncini, thèse en cours). Sur l'ensemble du *continuum* de la basse vallée de l'Ain, l'Albarine constitue le seul affluent important susceptible de modifier significativement les paramètres hydrologiques et sédimentaires. Nous avons ainsi construit une sectorisation qui prend non seulement en compte la confluence de l'Albarine, et qui repose également sur des critères morphologiques du chenal principal.

2.2. Variables retenues et méthode de sectorisation

Afin de mettre en évidence des secteurs homogènes en termes de fonctionnement géomorphologique, nous avons sélectionné 4 variables géomorphologiques élémentaires, au sein d'un *corpus* de données plus vaste (Rollet *et al.*, 2005) :

- la mobilité latérale du chenal (érosion latérale entre 1996 et 2000) ;
- l'importance locale de la charge de fond (rapport largeur lit mouillé/largeur de bande active en 2000) ;
- la taille des sédiments (D50 des sédiments de tête de banc en 2001), et
- la variabilité locale de la pente (écart-type calculé sur 15 valeurs, équivalent à un linéaire de 4km) établie à partir du profil en long de ligne d'eau d'étiage levé en 1999.

Ces quatre paramètres ont été renseignés, pour l'ensemble de la plaine moderne, par segment de 250 m (Rollet *et al.*, 2005) en utilisant un système de segmentation identique à celui appliqué dans le chapitre précédent (*cf.* chapitre 2 partie 1).

Nous avons ensuite procédé en deux étapes (fig. 3.2) : réalisation d'une typologie des tronçons de 250 mètres à partir des variables sélectionnées, puis agrégation des tronçons afin qu'ils forment des secteurs homogènes (Dufour, 2005).

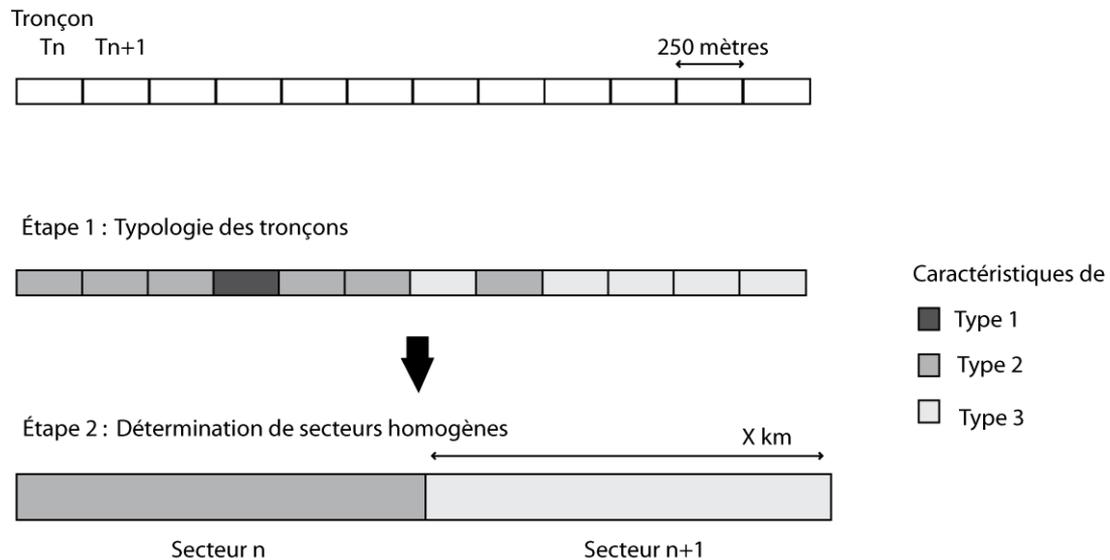


Figure 3.2 - Étapes méthodologiques pour la détermination de secteurs homogènes

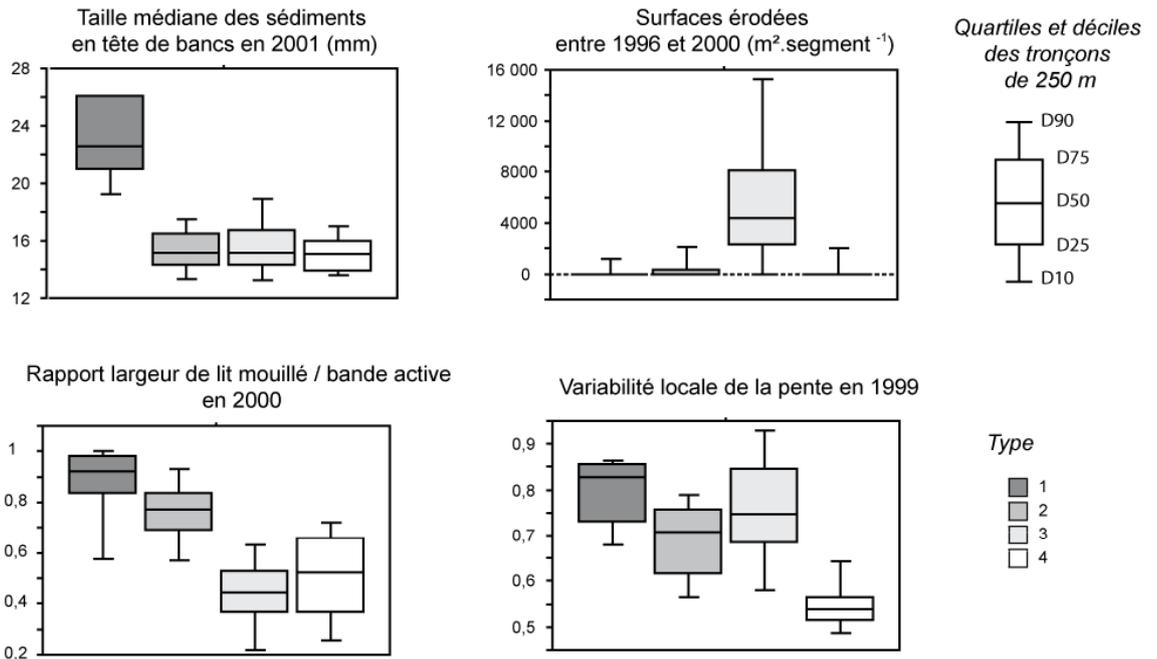
La typologie de ces tronçons de 250 mètres, en fonction des 4 paramètres précédemment cités, a été réalisée à partir d'une classification non hiérarchique de type nuée dynamique (*K-means clustering*). Cette procédure débute par une assignation aléatoire des tronçons au sein de types dont le nombre a été fixé par essais successifs de plusieurs nombres de classes (3 à 7). Le nombre final de types (4) a été sélectionné visuellement comme étant le meilleur compromis entre une typologie trop simpliste et une autre trop détaillée. Ensuite, de façon itérative, les tronçons se voient affecter le type dont ils sont le plus proches (en termes de moyenne). Après chaque nouvelle affectation, la moyenne du type est recalculée en prenant en compte la valeur du tronçon affecté au type.

2.3. Présentation des secteurs morphologiquement homogènes

Les caractéristiques des 4 types sont présentées sur la figure 3.3A :

- Type 1 : granulométrie particulièrement grossière, pas d'érosion latérale, très peu de bancs et une forte variabilité de la pente.
- Type 2 : granulométrie fine, faible érosion de berges, faible présence de bancs de galets, variabilité de pente importante.
- Type 3 : granulométrie fine, érosions latérales très importantes, occupation importante de la bande active par les bancs de galets, variabilité de pente importante.
- Type 4 : granulométrie fine, érosions latérales quasi-nulles, occupation importante de la bande active par les bancs de galets, très faible variabilité de la pente.

A)



B)

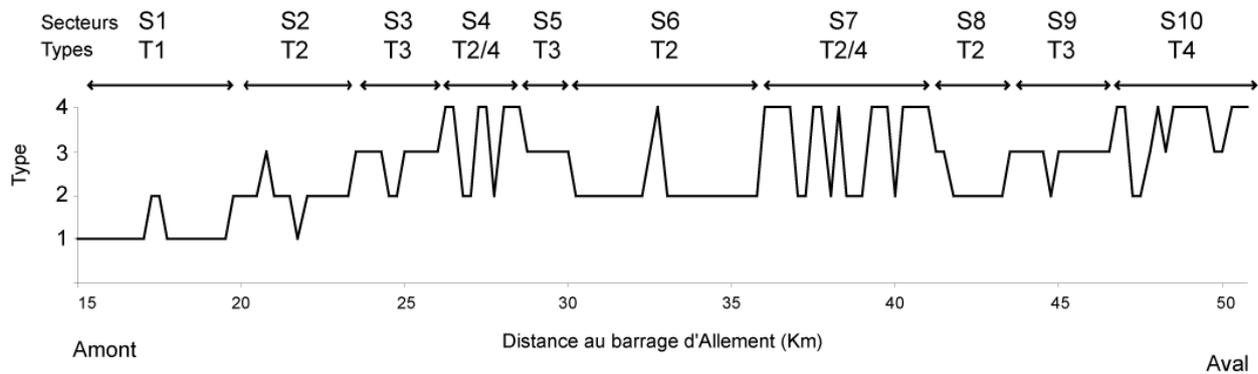


Figure 3.3 - Sectorisation longitudinale de l'Ain, A) caractéristiques des 4 types issus de la classification sur les tronçons de 250 m, B) répartition spatiale des types par tronçon de 250 m (spatialisation voir carte hors texte)

La typologie a ensuite été projetée longitudinalement (fig. 3.3B), ce qui permet de déterminer visuellement des secteurs homogènes (S1 à S10), chacun étant caractérisé par 1 ou 2 types de tronçons de 250 mètres. Pour ne pas définir de secteurs trop courts, le nombre minimum de tronçons par secteur est fixé à 6, soit une longueur de 1,5 km. La sectorisation longitudinale permet de distinguer 10 secteurs. Ces secteurs identifiés sont cohérents avec les ruptures structurales déterminées au cours de l'étude de l'évolution surfacique des bancs de galets (cf. chapitre 2 partie2).

Approche morphologique du budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain

A/ Définition et objectifs

B/ Matériel et méthode

1. Choix de la méthode
2. Quantification des volumes liés à la mobilité latérale
3. Détermination des volumes relatifs à la mobilité verticale de la bande active
4. Détermination du pourcentage de matrice et de la porosité
5. Évaluation des marges d'erreur relatives à chaque jeu de données
6. Apports sédimentaires depuis les affluents

C/ Budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain

1. Localisation et source des entrées sédimentaires
2. Bilan sédimentaire

D/ Synthèse-Discussion

1. Pérennité des sources sédimentaires et mobilité du lit
2. Dynamique sédimentaire actuelle et évolution probable
3. Budget sédimentaire et rivières à méandres
4. Conclusion

A/ Définition et objectifs

Un budget sédimentaire décrit les entrées, le stockage et l'exportation des sédiments au sein d'un système donné. Il peut être construit pour décrire l'amplitude d'un processus, sa localisation et sa chronologie, mais également pour explorer les causes des changements morphologiques (Ried et Dunne, 2003). Qu'ils soient qualitatifs (interactions des différents processus) ou quantitatifs (vitesse, amplitude des processus) les budgets sédimentaires reposent tous sur la base conceptuelle de l'équation de continuité du transfert des sédiments (Ried et Dunne, 2003) :

Entrées sédimentaires = sorties sédimentaires + modifications du stock sédimentaire

Cette équation de continuité peut être exprimée par l'équation bi-dimensionnelle suivante (Lane *et al.*, 1995) :

$$-\frac{\Delta i_{bx}}{\Delta x} - \frac{\Delta i_{by}}{\Delta y} = \frac{\rho(1-\varepsilon)\Delta z}{\Delta t}$$

Où, Δi_{by} = changement de la masse transportée (kg/m/s) dans la direction y ,

Δi_{bx} = changement de la masse transportée (kg/m/s) dans la direction x

Δz = changement d'élévation (m),

Δt = changement intervenant durant la période (t) sur laquelle le calcul est effectué;

ρ = densité des sédiments (kg/m³);

ε = porosité des sédiments et

y = distance aval sur laquelle se produit le transport solide (m),

x = largeur sur laquelle se produit le transport sédimentaire (m)

Dans un premier temps, l'objectif de cette partie est d'améliorer notre compréhension du fonctionnement sédimentaire de l'ensemble de la basse vallée, en termes de localisation des entrées et des stocks de sédiments. Le but est également de déterminer quelles ont été les sources sédimentaires les plus importantes durant les 20 dernières années (entre 1980 et 2000) et définir si ces dernières sont pérennes ou non.

Dans un second temps, nous déterminerons si ces entrées sont suffisantes, ou non, pour permettre un équilibre dynamique, malgré le blocage des flux sédimentaires depuis l'amont.

B/ Matériel et méthode

1. Choix de la méthode

Il existe principalement trois types de techniques morphologiques dont l'utilisation dépend de l'échelle de temps considérée, des données disponibles et des objectifs fixés (Brewer et Passmore, 2002) :

- Les budgets planimétriques,
- Le budget établi à partir des variations topographiques intervenues au sein du chenal, et
- Le budget morphologique.

La première technique, le **budget planimétrique**, ne comporte que deux dimensions, longitudinale et latérale. Cette technique repose principalement sur l'utilisation de photographies aériennes ou d'autres sources cartographiques, et permet alors de travailler à l'échelle de plusieurs décennies voire du siècle. Les entrées sédimentaires sont déterminées à partir des superficies érodées et les dépôts à partir des superficies végétalisées, entre deux dates. Cette technique est particulièrement adaptée aux études pour lesquelles nous ne disposons comme données que de cartes historiques, ou lorsque pas (ou peu) de données relatives aux hauteurs de berges et de bancs sont disponibles. Comme elle ne nécessite pas un important effort de collecte de données, cette approche ne présente pas de limitation spatiale particulière et elle peut aisément être appliquée à l'ensemble d'un cours d'eau. Elle a déjà été largement utilisée pour la reconstruction de changements anciens de chenaux sur des échelles de temps pluri-décennales ou séculaires (Lewin, 1977 ; 1987 ; Hooke et Kain, 1982). Son inconvénient principal est d'ignorer la dimension verticale, de ne considérer ni les changements verticaux résultant des processus d'exhaussement ou d'incision, ni la variabilité des hauteurs des berges d'érosion ou de bancs. Or, nous avons montré dans le chapitre précédent que l'Ain a connu des évolutions verticales significatives au cours des dernières décennies. Un second inconvénient réside dans le fait qu'elle ignore les changements morphologiques intervenus au sein de la bande active.

La seconde technique, le **budget par suivis topographiques du chenal**, consiste à estimer un budget sédimentaire à trois dimensions résultant de la combinaison de suivis topographiques et planimétriques répétés. Si cette approche est plus complète que la précédente car elle intègre les échanges verticaux, sa mise en œuvre nécessite d'importants efforts de collecte de données. Son application est ainsi restreinte spatialement (à l'échelle de secteurs de quelques kilomètres au maximum) mais aussi, dans la plupart des cas, temporellement (à échelle événementielle ou annuelle), car il est rare de trouver ce type de suivis topographiques sur des périodes de temps longues. Elle ne permet, le plus souvent, que la quantification du transport solide actuel. Cette technique présente également de nombreuses limites méthodologiques. Extrapoler des changements mesurés au droit de sections en travers, sur des surfaces de chenal et de bancs espacés de plus de quelques mètres de la section, peut être problématique (Fuller *et al.*, 2002) et cette opération suppose

que le profil suivi soit suffisamment représentatif de l'unité qu'il divise (Lane *et al.*, 1994). Ce problème a été en partie résolu par le développement récent d'outils DGPS qui permettent de s'affranchir de la contrainte de l'utilisation de profils en travers et des problèmes d'interpolation des données. Ces développements n'ont, cependant, pas contribué à réduire l'effort de collecte et ne permettent pas l'application de cette technique sur d'importants linéaires. Fuller *et al.* (2003) ont ainsi démontré qu'il était difficile de réaliser des suivis par MNT sur des secteurs longs de plus d'1 km. De plus, ces suivis topographiques ne sont réalisables que dans le cas de cours d'eau peu profonds et présentant, entre chaque évènement, des conditions d'étiage suffisamment prononcé pour permettre les relevés complets. L'estimation des volumes transportés est dépendante également de la fréquence des suivis de terrain (Lane *et al.*, 1994). Enfin, cette technique nécessite la détermination des distances de transport de la charge de fond, soit à partir de mesures directes, soit d'après des caractéristiques morphologiques des formes fluviales (espacement entre seuils et mouilles, largeur de la bande active...). Dans la mesure où notre objectif est de procéder à une analyse rétrospective sur les 20 dernières années à l'échelle de la totalité de la basse vallée, cette méthode n'a, bien sûr, pas pu être mise en œuvre.

Le budget morphologique offre un moyen relativement sophistiqué d'intégrer à la fois les changements planimétriques et topographiques intervenus dans le chenal (Brewer et Passmore, 2002). Dans un premier temps, les changements volumétriques sont estimés pour chaque unité morphologique (banc, chenal, îles...) puis ils sont sommés pour définir un budget gain/perte (m^3) à l'échelle de l'ensemble d'un sous-tronçon.

Compte-tenu des données disponibles sur l'Ain, nous avons choisi d'appliquer une technique dérivée du budget morphologique et développée par Ham et Church (2001) sur la rivière Chilliwack. Cette méthode conjugue les principes des techniques précédemment citées et se compose de quatre étapes successives:

- cartographie des différentes formes fluviales à différentes dates ;
- superpositions des cartographies et interprétation des modifications planimétriques (érosion ou dépôt) à l'échelle de chaque forme fluviale ;
- conversion des superficies érodées ou déposées en volumes en utilisant des données topographiques ;
- calcul du bilan morphologique global.

Cette technique a été développée et appliquée sur un cours d'eau ne connaissant pas d'évolution verticale importante durant la période étudiée. Elle ne permet pas la quantification des transferts de charge verticaux résultant par exemple des processus d'incision ou d'exhaussement de la bande active. Nous avons donc complété cette première approche par des mesures de volumes relatifs aux mouvements verticaux enregistrés par la bande active de l'Ain depuis 20 ans.

2. Quantification des volumes liés à la mobilité latérale

Trois étapes successives sont nécessaires pour la détermination des volumes déposés ou érodés du fait de la mobilité en plan du chenal. Dans un premier temps, il s'agit de déterminer les surfaces concernées par chacun de ces processus. Ensuite, après avoir estimé la hauteur propre à chacune de ces zones de stockage et d'érosion, celles-ci sont converties en volumes.

2.1. Définition et mesure des surfaces liées à la mobilité latérale du chenal

Les techniques que nous avons utilisées pour la cartographie des différentes formes fluviales ont déjà été précédemment exposées (cf. chapitre 2 partie 2). Les cartes, réalisées à partir de digitalisations manuelles sur les clichés de 1980 et 2000, ont été superposées et neuf types de transitions ont pu être répertoriés. Nous avons ensuite déterminé les correspondances entre les transitions observées (ex : surfaces de banc devenues de la végétation) et les processus qui sont à l'origine de ces transitions : stockage ou érosion de sédiments. La définition de ces processus (dépôt ou érosion) est délicate à effectuer à partir des changements planimétriques du cours d'eau. Dans un premier temps, nous avons établi nos types en nous appuyant sur les travaux menés par Ham et Church (2000) (tab. 3.1).

Tableau 3.1 - Synthèse des changements observés et des processus associés dans le cadre de l'étude morphologique menée sur la Chilliwack river (d'après Ham et Church, 2000) et dans le cadre de la présente étude morphologique menée sur l'Ain

Elément en 1980	Elément en 2000	Processus décrits par Ham et Church (2000)	Processus considérés dans le cadre de cette thèse
plaine alluviale	chenal en eau	érosion	érosion (cf. e sur fig. 3.5)
plaine alluviale	banc	décapage	variable selon conditions (voir détail paragraphe 3.2)
plaine alluviale	plaine alluviale	stable	variable selon conditions (cf. a sur fig. 3.5 et détail paragraphe 3.2)
banc	plaine	recupération par la plaine alluviale	dépôt type 2 (cf. b sur fig. 3.5)
banc	chenal en eau	érosion	érosion
banc	banc	stable	stable
chenal en eau	banc	dépôt	dépôt type 1 (cf. c sur fig. 3.5)
chenal en eau	plaine alluviale	dépôt	dépôt type 2 (cf. b sur fig. 3.5)
chenal en eau	chenal en eau	stable	stable (cf. d sur fig. 3.5)

Cette typologie des processus en œuvre a cependant été établie dans le cadre de l'étude d'un cours d'eau divaguant, la Chilliwack River (Colombie Britannique), et il apparaît qu'elle n'est pas adaptée à un cours d'eau à méandres mobiles. Deux éléments diffèrent en effet : la définition des formes de dépôt, qui dépend en effet directement du style fluvial des cours d'eau, et la prise en compte de l'instabilité verticale de la bande active.

2.1.1. Définition des formes de dépôt

Dans un contexte de rivières en tresses ou à style divagant, le cours d'eau abandonne et reprend, par sauts successifs, différents chenaux et laisse sur place des dépôts sédimentaires sous forme de lentilles superposées (fig. 3.4A). Les sédiments, une fois déposés, sont ensuite colonisés par la végétation s'ils ne sont pas rapidement remobilisés. Ainsi, dans ce type de système, les dépôts sont définis par la transformation de zones de chenal en eau en zone occupée par des bancs. Un banc qui se végétalise ne constitue pas une nouvelle forme de dépôt particulière modifiant les capacités de stockage du cours d'eau, car il s'agit d'une simple végétalisation d'une forme ancienne de dépôt (tab. 3.1).

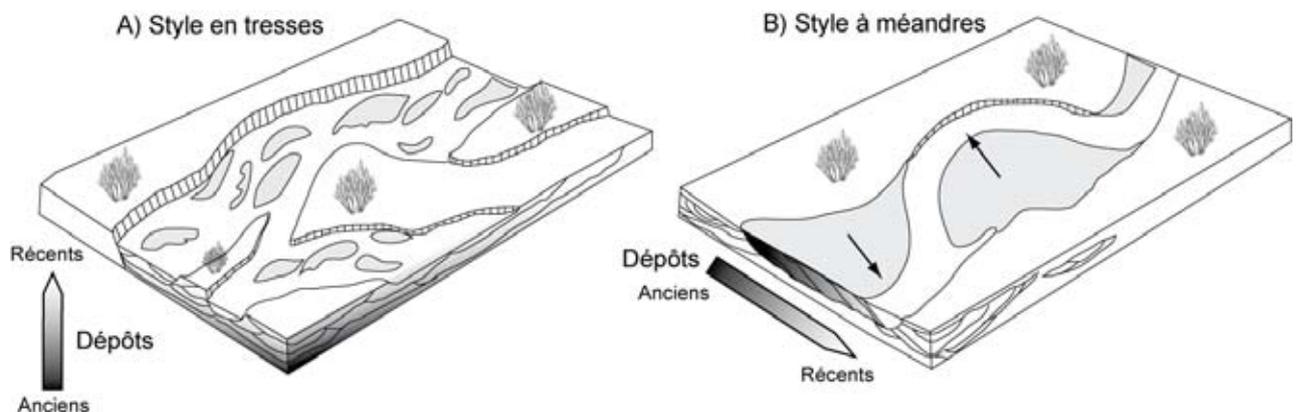


Figure 3.4 – Morphologie des dépôts sédimentaires en fonction du style fluvial des cours d'eau (d'après Miall, 1996)

Dans un contexte de rivières à méandres, du fait de la migration progressive des boucles de convexité, les dépôts adoptent plutôt des formes biseautées (fig. 3.4B). La migration de méandres associe à la fois des processus d'érosion au niveau de la berge concave et de dépôts de sédiments provenant de l'amont par accrétion latérale des matériaux au niveau de l'*apex* (partie externe) des bancs (Bravard et Petit, 1997, Constantine, 2006). Ces deux processus conjoints entraînent un déplacement du chenal en direction des berges d'érosion. Les sédiments constituant l'ancien *apex*, du fait de l'éloignement du chenal en eau ne sont plus remaniés et la végétation les colonise progressivement.

Deux types de dépôts peuvent être considérés dans le cas de méandres mobiles (fig 3.5). Le premier type (**type 1**) fait référence aux dépôts récents (déposés depuis moins de 2 à 4 ans) constituant la nouvelle couche active susceptible d'être encore fréquemment remaniée. Ces dépôts n'étant pas encore végétalisés, ils sont appréhendés à partir des superficies de chenal devenues banc de galets (tab. 3.1). Le second type (**type 2**) de dépôt correspond aux sédiments abandonnés sur le banc de galets et dont la surface a été progressivement végétalisée durant les 2 à 4 années consécutives. Il est important de les considérer dans des contextes de rivières à méandres mobiles lorsque l'on travaille sur des échelles de temps supérieures à 4 ou 5 ans. En effet, pour un budget établi sur 20

ans, ignorer les dépôts végétalisés revient à ne considérer les dépôts sédimentaires intervenus que durant les dernières 4 années et donc à largement sous-estimer les processus de dépôt en général.

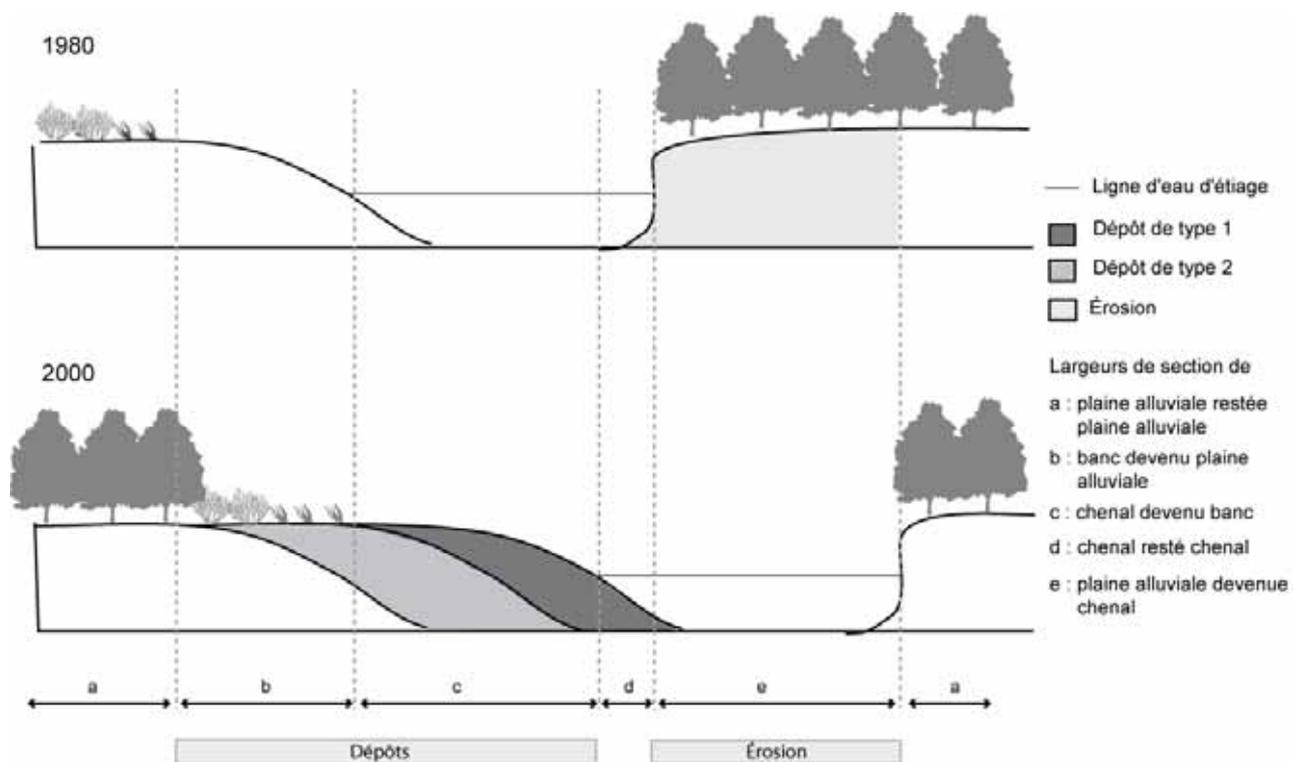


Figure 3.5 – Définition des volumes érodés et stockés dans un contexte de cours d'eau à méandres en équilibre dynamique

2.1.2. Prise en compte de la mobilité verticale de la bande active

Ham et Church (2000) ne prennent pas en compte les secteurs de plaine moderne de 1980 qui apparaissent à nouveau comme plaine moderne en 2000 (tab. 3.1). Dans un contexte de cours d'eau verticalement stable, l'érosion puis la reconstruction de ces surfaces n'ont pas, à l'échelle d'une ou plusieurs décennies, influencé le bilan global des transferts de charge. Étant donné les différences altitudinales entre la plaine alluviale anciennement construite et les dépôts sédimentaires récemment végétalisés sur notre cours d'eau, nous avons pris en considération ces transitions car le bilan érosion/reconstruction de ces surfaces n'est probablement pas nul. Dans le cas de tronçons incisés, le bilan final de ce processus peut, en effet, s'avérer négatif alors que sur des tronçons en cours d'exhaussement, le bilan peut s'avérer positif (voir détail paragraphe 3.2). L'évolution des surfaces a ainsi participé à la production ou au stockage des sédiments uniquement du fait de leur évolution altimétrique. Elles seront ainsi traitées séparément, lors de l'estimation des transferts verticaux.

2.2. Détermination de la hauteur du lit majeur érodé et des bancs de galets

Compte tenu des vitesses et de la profondeur du chenal de l'Ain, il ne nous a pas été possible de mesurer les hauteurs de berge à partir du point de talweg comme préconisé par Ham et Church (2000), en particulier au droit des zones d'érosion. Ce problème méthodologique a été résolu en

couplant les mesures directes effectuées sur le terrain et des valeurs de hauteur d'eau extrapolées à partir de lois hauteur-débits déterminées au droit des profils en travers les plus proches (fig. 3.6).

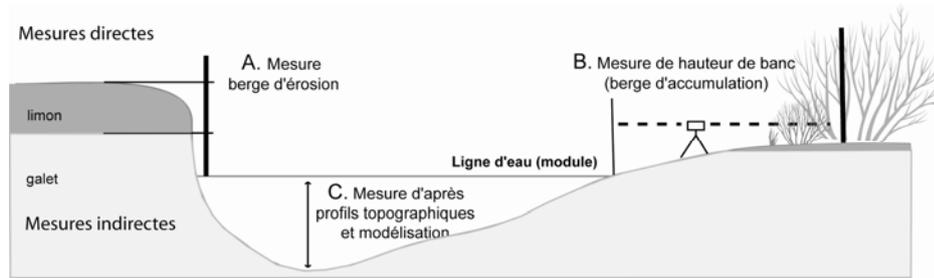


Figure 3.6 – Techniques et méthode de mesure de hauteurs de berges d'érosion et d'accumulation

2.2.1. Détermination des hauteurs depuis la ligne d'eau

Les mesures des hauteurs de berges et de bancs ont été effectuées à partir de la ligne d'eau, qui lors des relevés, correspondait au module ($120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les épaisseurs de galets et de limons ont été différenciées pour chaque secteur d'érosion ou de construction repéré sur photographies aériennes. Pour chaque unité, au moins 3 points de mesure, ou plus si les berges présentaient une grande variabilité morphologique, ont été retenus pour calculer une valeur moyenne.

Étant donné les différences morphologiques des zones d'érosion et des zones d'accumulation, deux protocoles de mesure ont dû être établis. Les zones d'érosion correspondant à des berges d'érosion abruptes, une mesure de hauteur par mire a pu être pratiquée (point A fig. 3.6). Les zones d'accumulation correspondant à des bancs végétalisés à pente douce, les distances entre la végétation et la ligne d'eau étaient trop importantes pour permettre une lecture directe à la mire. Nous avons ainsi utilisé dans ce cas une lunette topographique (point B fig. 3.6).

2.2.2. Détermination des hauteurs d'eau depuis le point de talweg

Les hauteurs comprises entre le talweg et la ligne d'eau ont été estimées en utilisant les profils en travers levés en 2004 par un géomètre expert financé par le Cemagref de Lyon. Les cotes des lignes d'eau correspondant à $120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ont été établies, pour chaque profil, à partir des courbes de tarage réalisées à l'aide du code de calcul RubarBE, développé par l'unité Hydrologie-Hydraulique du Cemagref de Lyon. L'écart entre cette cote et le fond du lit a été ensuite mesuré.

2.3. Conversion des données surfaciques en volumes

La conversion des données surfaciques en volumes a été effectuée de façon identique, qu'il s'agisse de sédiments déposés ou érodés. Elle est fondée sur la formule de calcul du volume d'un parallélogramme (fig. 3.7A), où le produit de la largeur et de la longueur correspond aux aires digitalisées et la hauteur à la hauteur du niveau graveleux mesuré (fig. 3.7B).

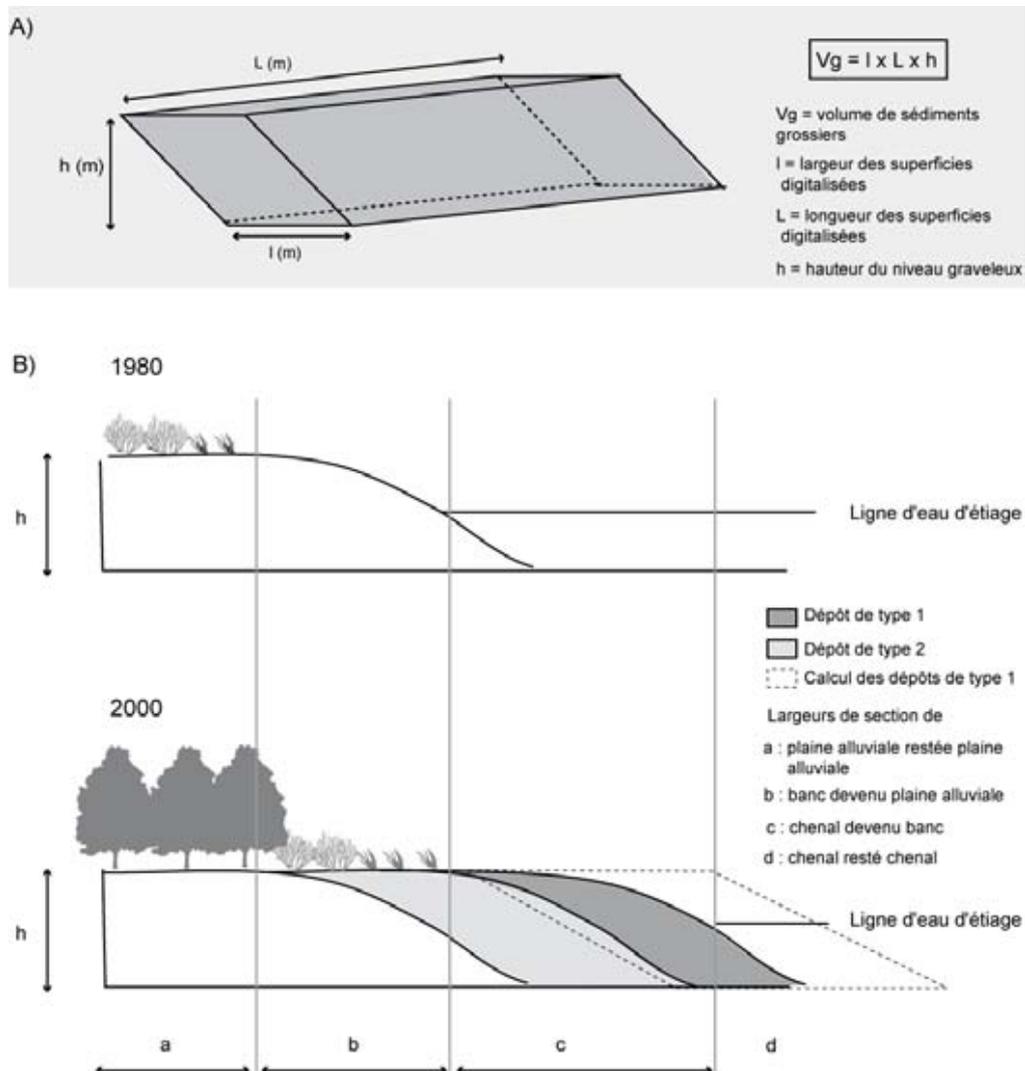


Figure 3.7 – Estimation de l'aire d'un parallélogramme (A) et (B) ajustement du mode de calcul pour la quantification des volumes en fonction des types de dépôts considérés

Nous constatons que, si ce mode d'estimation des volumes est bien adapté à la quantification des dépôts intervenus en début de période d'étude (type 2), il tend à surestimer les volumes des dépôts intervenus en fin de période d'étude (2 à 4 ans), qui ne sont, ainsi, pas encore végétalisés (type 1) (fig. 3.7B). La géométrie de ces derniers intègre en effet la concavité du banc qui fausse l'estimation de la largeur de ces dépôts à partir de photographies aériennes verticales. Les volumes des dépôts de type 1 ont été divisés par deux pour limiter ce biais méthodologique.

3. Détermination des volumes relatifs à la mobilité verticale de la bande active

3.1. Incision et exhaussement dans la bande active

La quantification des processus verticaux a été établie à partir des variations altitudinales des lignes d'eau d'étiage estimées d'après les profils en long levés en 1976 et 1999 corrigés dans le cadre du chapitre précédent. Nous estimons que les évolutions verticales enregistrées par la ligne d'eau sont représentatives de l'évolution verticale de l'ensemble de la bande active dans la mesure où aucune modification du style fluvial n'est intervenue durant la période considérée.

Chaque section d'incision ou d'exhaussement délimitée à partir des profils en long a été considérée comme une surface de trapèze (fig. 3.8). La largeur moyenne de la bande active a été estimée à partir de mesures répétées trois fois sur les photographies aériennes de 2000.

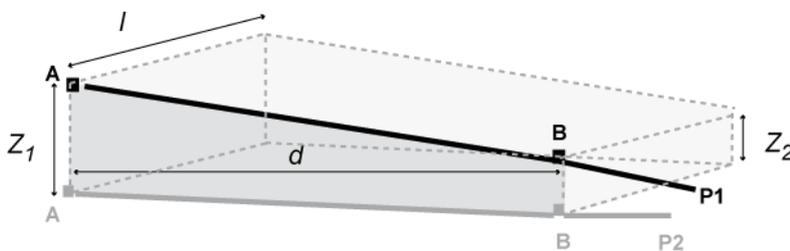


Figure 3.8 - Schéma de calcul des volumes stockés ou déstockés à partir des processus verticaux, où P_n et P_{n+x} correspondent aux profils de ligne d'eau à l'année n et $n+x$ et l à la largeur de la bande active à l'année $n+x$.

Chaque volume a ensuite été calculé à partir de la formule suivante :

$$Vg = l.(dx(Z_1 + Z_2) / 2)$$

Où l correspond à la largeur de la bande active en 2000,
 Z_1 la différence altitudinale amont et Z_2 la différence altitudinale aval entre les deux profils, et
 d la distance entre les deux sections étudiées.

3.2. Volumes liés aux différences d'altitude entre surfaces érodées et surfaces déposées

Nous avons ajouté à ces mesures celles permettant d'estimer les volumes résultant de l'abaissement ou de l'exhaussement des superficies de plaine moderne de 1980, qui apparaissent à nouveau comme plaine moderne en 2000, mais qui ont connu un cycle complet d'érosion, de dépôt puis de végétalisation. Ces superficies ont, ainsi, été multipliées par la différence altimétrique existant entre la plaine moderne et les nouvelles formes d'accumulation. Ces volumes sont considérés comme des érosions lorsque le lit majeur érodé, sur le secteur, est plus élevé que le toit des bancs de galets (fig. 3.9A), et comme des dépôts s'il est moins élevé (fig. 3.9B), comme c'est, par exemple, le cas sur les secteurs S3 et S4.

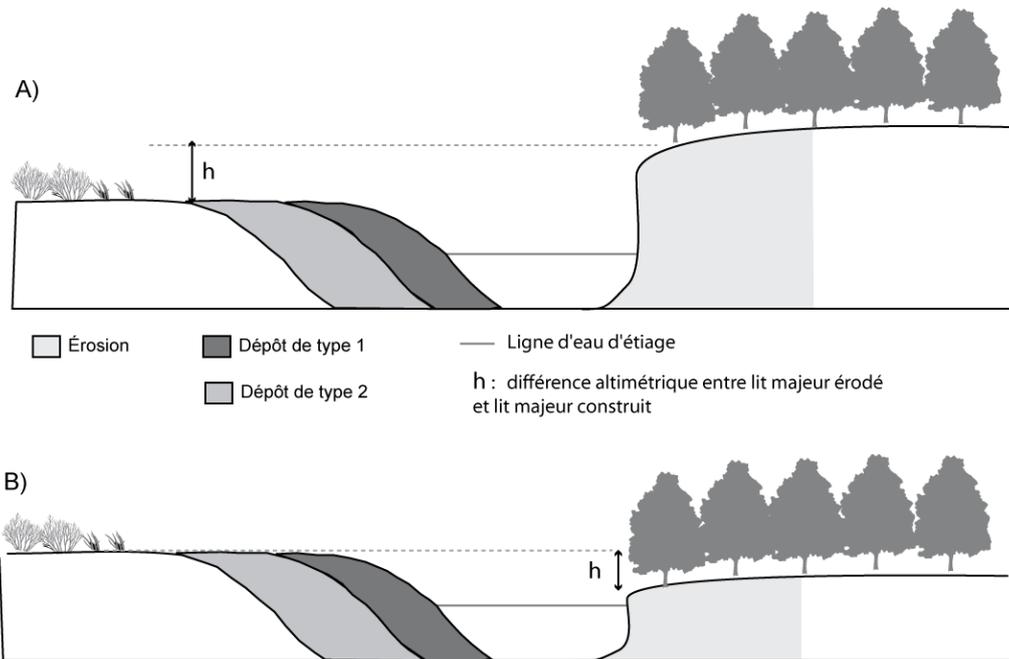


Figure 3.9 – Définition des volumes érodés et stockés dans cours d'eau (A) à la suite d'un exhaussement et (B) de l'incision du lit.

4. Détermination du pourcentage de matrice et de la porosité

Pour convertir un volume de sédiment déposé ou érodé en un volume de galets effectivement transporté, deux paramètres doivent être pris en considération : la matrice et la porosité des sédiments considérés.

La détermination de la part de matrice interstitielle, présente dans les volumes de sédiments grossiers estimés, a été effectuée au moyen d'échantillonnages volumétriques de la granulométrie (cf. chapitre 2 partie 2) (tab. 3.2). Nous considérons comme appartenant à la matrice tous les éléments de taille inférieure à 2 mm, du sable à l'argile.

La porosité est un paramètre dont la mesure sur le terrain est difficile et donc rarement entreprise. Des études effectuées par Komura (1961) et Carling et Reader (1982) montrent que la porosité concernant les dépôts alluviaux grossiers varie la plupart du temps entre les valeurs 0,2 et 0,3 (Martin et Church, 1995). Nous avons calculé ce paramètre à l'aide de la relation développée par Carling et Reader (1982) pour des sédiments hétérométriques comme cela est recommandé par Haschenburger et Church (1998) :

$$p = 0,46654Dm^{-0,21} - 0,0333$$

avec p , la porosité,
 Dm le diamètre moyen des particules.

Tableau 3.2 - Pourcentage de fraction grossière et porosité par échantillon volumétrique

Site	sédiments > 2mm (%)	Porosité
Priay	89,3	0,16
Villette-sur-Ain	93,8	0,21
Gévrieux	95,3	0,20
Mollon	89,4	0,23
Pont-de-Chazey	88,5	0,23
Gourdans	88,2	0,22
Moyenne	90,7	0,21

Porosité calculée par la fonction de Carling et Reader (1982)

Nous constatons que le pourcentage de matrice oscille entre 5 et 12 % et que les valeurs de porosité correspondent à la gamme de valeurs définies par Komura (1961) et Carling et Reader (1982) (tab. 3.2).

5. Évaluation des marges d'erreur relatives à chaque jeu de données

Une des difficultés lors de la construction d'un budget sédimentaire est d'intégrer des informations de nature très différente, chaque source d'information présentant des échelles spatiales et temporelles particulières, ainsi que différents niveaux de qualité (Ried et Dunne, 2003). Leur marge d'erreur est ainsi variable et il est souvent difficile d'évaluer la marge d'erreur totale, générée dans l'application de cette technique.

Dans le but de nous assurer que les volumes ainsi établis, et donc le bilan résultant soient significatifs ou non, une marge d'erreur exprimée en % a été déterminée pour chaque secteur. Cette marge d'erreur comprend l'erreur générée dans le cadre de la quantification des processus latéraux ainsi que lors de la quantification des processus verticaux (fig. 3.10).

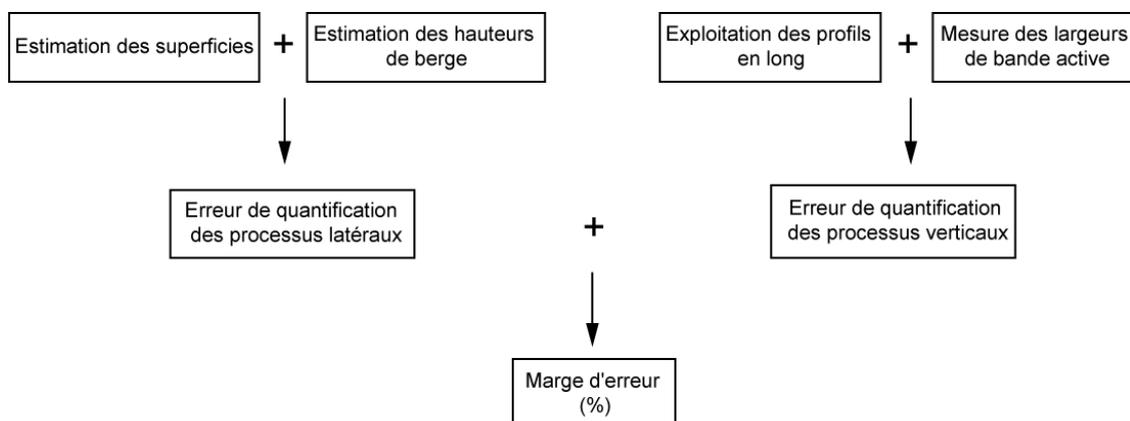


Figure 3.10 – Sources d'erreurs potentielles susceptibles de générer une sur ou sous estimation du budget sédimentaire

5.1. Source d'erreur relative à la quantification des volumes liés à la mobilité latérale

Les volumes érodés ou stockés ont été calculés à partir de superficies digitalisées sur photographies aériennes recalées et de hauteurs de berge. La marge d'erreur relative à la quantification des ces volumes comprend donc les erreurs générées (i) lors des mesures hauteurs de berges et (ii) lors de l'étape de digitalisation.

La première peut être relative aux mesures de hauteurs de berges construites et érodées (h). Les mesures de hauteurs de berges d'érosion et de dépôt ont été effectuées à la mire et à la lunette topographique. Nous estimons une marge d'erreur commune maximum de +/- 0,1 mètre (fig. 3.11A).

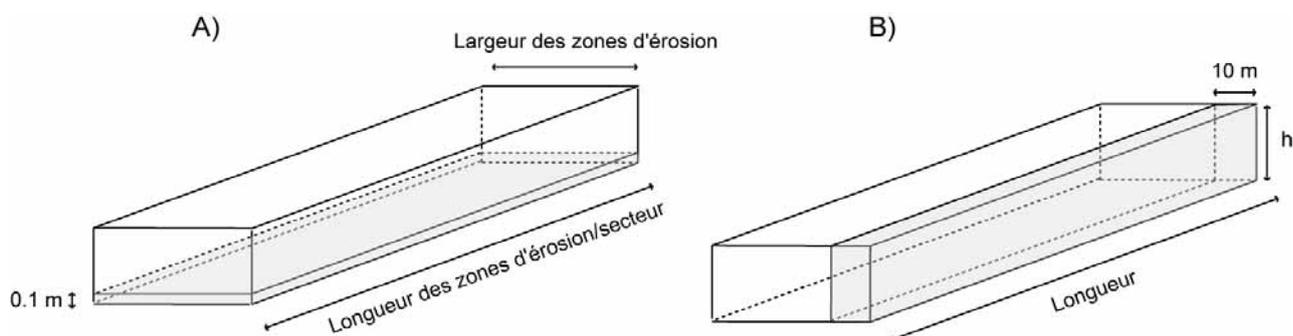


Figure 3.11 - Schéma des paramètres utilisés pour la quantification de la marge d'erreur relative (A) aux erreurs d'estimation des hauteurs des lits majeurs érodés et des zones de dépôt et (B) à l'imprécision du recalage planimétrique des photographies aériennes

Comme nous l'avons précédemment souligné (cf. chapitre 2 partie 1), l'erreur produite lors l'étape de digitalisation des superficies à partir de photographies aériennes peut être liée à des erreurs d'interprétation, ainsi qu'à des erreurs générées lors de la rectification des photographies (imprécision de la rectification, déformation des images).

L'importance des erreurs liées à l'interprétation et la déformation des images lors de leur recalage a été estimée dans le chapitre précédent et nous avons pu constater, à cette occasion, qu'elle était infime (< 2 %). En revanche, d'après des observations effectuées à partir de points de contrôle (maison, arbres...) communs entre les photographies de 1980 et 2000, il est apparu que le décalage spatial entre deux images pouvait être de l'ordre de 10 mètres. Ainsi, les largeurs des aires d'érosion et de dépôt ont pu être sur- ou sous-estimées de 10 mètres au maximum (fig. 3.11B). Afin d'appréhender l'erreur générée par ce biais, nous avons augmenté de 10 m (fonction *buffer*) la taille de chaque polygone digitalisé à partir des clichés aériens de 1980 et de 2000. Ensuite, nous avons répété l'ensemble de la procédure de superposition des couches, et comparé les résultats ainsi obtenus avec ceux initialement estimés.

5.2. Source d'erreur relative à la quantification des volumes liés à la mobilité verticale

Cette question a été partiellement résolue lors de l'exploitation initiale des profils en long. Seules avaient été considérées comme significatives les différences de l'ordre de 0,5 m. Les volumes déterminés à partir des points de profils conservés sont ainsi considérés comme significatifs. Les mesures des largeurs de bande active n'induisent pas non plus d'erreurs importantes car elles résultent de moyennes à partir de mesures répétées par segments de 250 mètres.

En revanche, une erreur peut être due à la faible densité des points de levés disponibles pour la quantification des processus verticaux (0,74 point/km). Il ne nous est cependant pas possible de quantifier l'importance de ce biais méthodologique.

5.3. Estimation de la marge d'erreur globale

Les marges d'erreur relatives aux erreurs de mesures de hauteur de berge (10 cm) et de recalage de photographie (10 m) génèrent des écarts de valeurs au niveau des bilans sédimentaires, de 2,6 % en moyenne pour la première, et de 17 à 26 %, selon les secteurs considérés, pour la seconde. Nous pouvons ainsi déterminer que les marges d'erreurs susceptibles d'affecter les résultats des bilans sédimentaires sont, au maximum, de +/- 20 à 30 %.

6. Apports sédimentaires depuis les affluents

Peu d'études portant sur le transport solide des affluents de l'Ain ont été réalisées. Seule l'Albarine a fait l'objet de plusieurs études (Loire, 2001 ; Malavoi, 2005), la première étant un mémoire de recherche effectué au sein de l'UMR 5600. En appliquant de la formule de Meyer Peter tout en assurant un suivi du transport solide au moyen de traceurs aimantés, R. Loire a ainsi démontré que, depuis 1981, l'Albarine charrie en moyenne $1\,250\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$, soit $4,3\text{ m}^3 \cdot \text{km}^2 \cdot \text{an}^{-1}$. La seconde étude confirme ces résultats.

Un second affluent, qui pourrait être significatif en termes d'apports sédimentaires, est le Suran. Si ce cours d'eau transporte effectivement de la charge de fond, il est peu probable que celle-ci parvienne dans l'Ain, car il est fortement aménagé et les nombreux seuils non comblés présents sur son linéaire interrompent fréquemment le transit de la charge de fond.

C/ Budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain

1. Localisation et source des entrées sédimentaires

La quantification des volumes de sédiments mobilisés par les processus d'érosion nous a permis d'estimer que l'Ain, dans sa basse vallée, a mobilisé en moyenne 200 000 m³ de sédiments grossiers par an, entre 1980 et 2000. Les érosions de berges constituaient près de 75 % de ces apports sédimentaires (fig. 3.12).

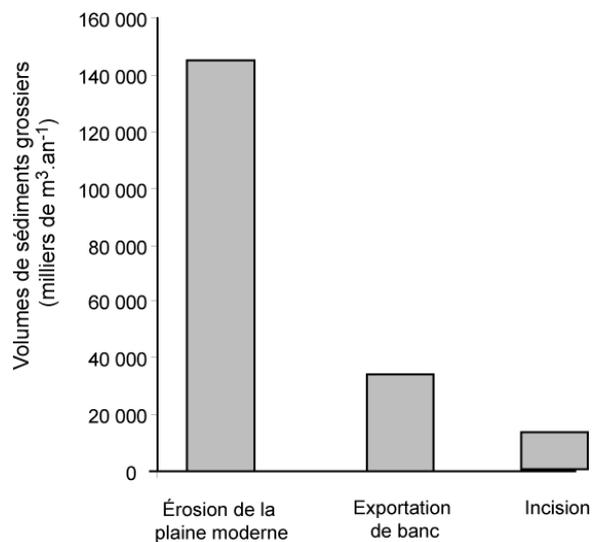


Figure 3.12 – Volumes moyens annuels et nature des entrées sédimentaires entre 1980 et 2000

Il est évident que ces entrées sédimentaires ne sont pas uniformément réparties le long de la basse vallée. Les sources sédimentaires sont essentiellement localisées au niveau des secteurs 3 et 5 (fig. 3.13). Le recul annuel des berges est conséquent sur les secteurs à méandres mobiles (5 à 6 m.an⁻¹). Les entrées sédimentaires semblent également importantes au niveau de la confluence avec le Rhône, mais, celle-ci intervenant à l'extrémité aval du système, elles ne participent pas réellement à l'alimentation de la basse vallée en charge de fond.

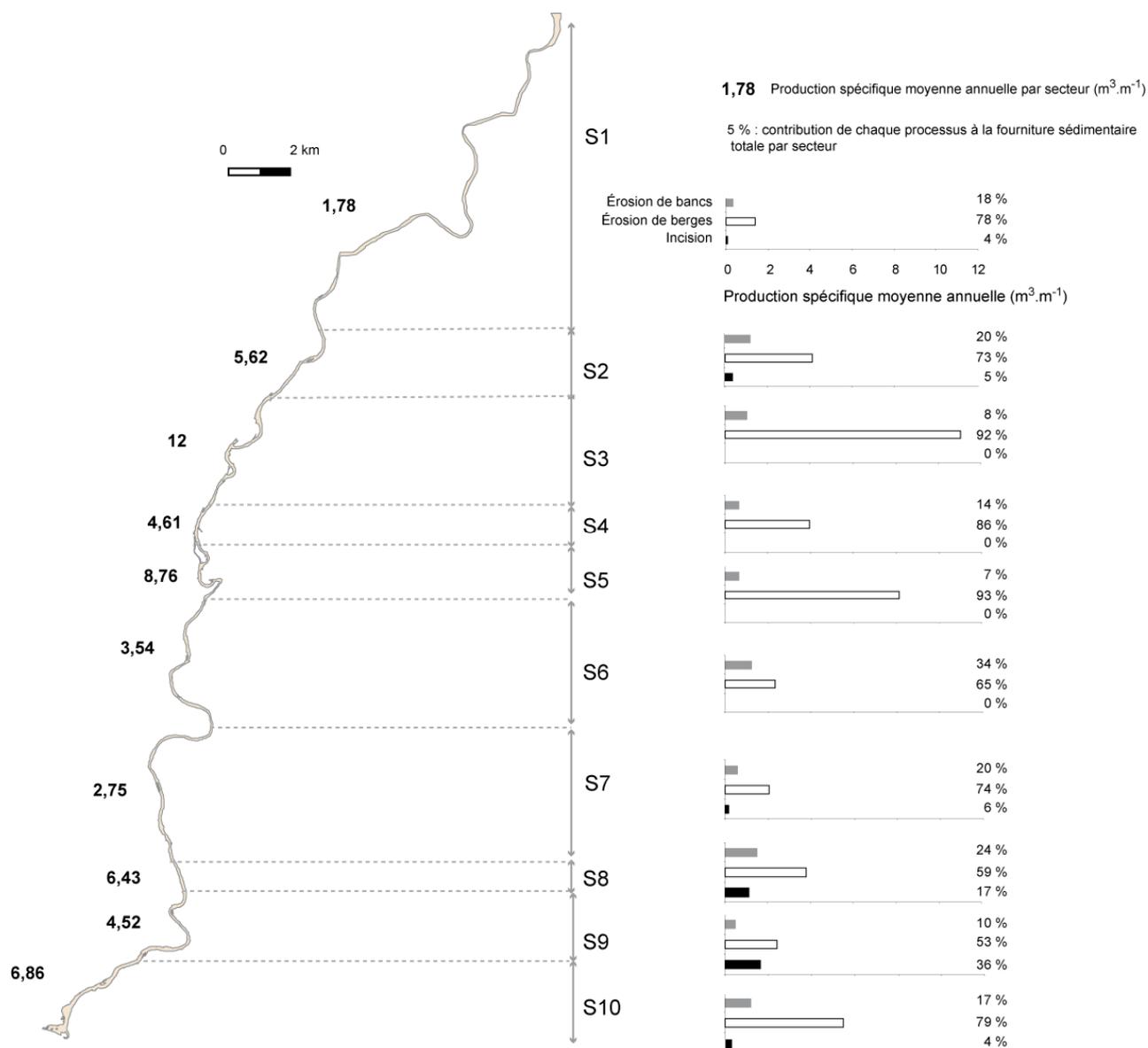


Figure 3.13 - Quantification et répartition, par secteur homogène, des entrées sédimentaires moyennes annuelles spécifiques sur la basse vallée de l'Ain

Il est également intéressant de noter que la contribution par érosion des bancs diminue progressivement en importance entre les secteurs S2 et S4. Ces informations confirment le processus de dégraissage progressif des bancs mis en avant dans le chapitre précédent. Ce type de contribution est également important au niveau de tous les secteurs rectilignes (S6 et S8) où les capacités de stockage sont faibles du fait de leur mobilité latérale réduite et des contraintes hydrauliques s'exerçant de façon homogène sur l'ensemble du lit.

2. Bilan sédimentaire

2.1. A l'échelle de la basse vallée

Le budget sédimentaire établi sur l'ensemble de la basse vallée est équilibré, la différence entre les volumes de sédiments stockés et érodés n'étant que de $1\,100\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$ (fig. 3.14). Cette différence ne peut pas être considérée comme correspondant au volume de sédiments fournis au Rhône, dans la mesure où elle est largement inférieure à la marge d'erreur, estimée précédemment à 20 ou 30 %. Le calcul des volumes délivrés au Rhône sera entrepris ultérieurement (cf. partie 3).

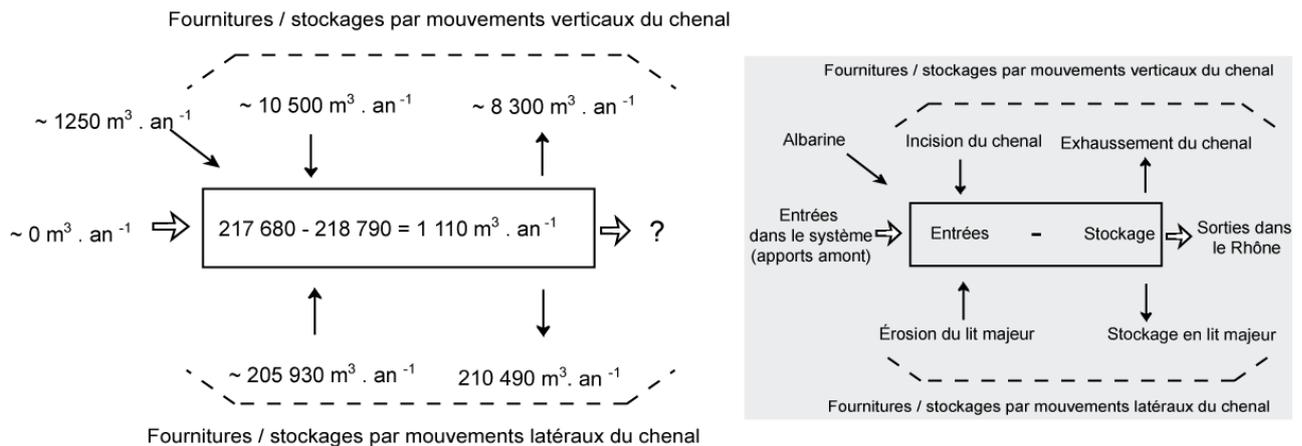


Figure 3.14 - Bilan sédimentaire moyen annuel à l'échelle de la basse vallée de l'Ain établi sur la période 1980-2000

Ce budget démontre le rôle prépondérant des processus latéraux dans les dynamiques de transferts sédimentaires, la migration de méandres générant les transferts de charge les plus importants (fig. 3.14) alors que les apports de l'Albarine ($1\,250\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$) sont négligeables à l'échelle de la basse vallée.

Il apparaît également que les érosions latérales sont compensées par les dépôts de charge au niveau des boucles de convexité (fig. 3.15). Il s'avère ainsi que la dynamique de migration de méandres ne permet, en réalité, pas d'entrées nettes de sédiments, dans le sens où elle favorise autant les processus d'érosion que de dépôt. De même, les processus d'érosion des bancs en amont sont compensés à l'échelle de la basse vallée par l'engraissement des bancs en aval (fig. 3.15). Les secteurs sur lesquels l'érosion des bancs est conséquente sont pour la plupart suffisamment éloignés de la confluence au Rhône (S2, S3, S8) pour que cette charge participe encore à l'alimentation des secteurs aval. Ainsi, si ce processus d'érosion de banc représente une perte sédimentaire nette à l'échelle de certains secteurs, il ne participe pas à un déficit de charge à l'échelle de la basse vallée.

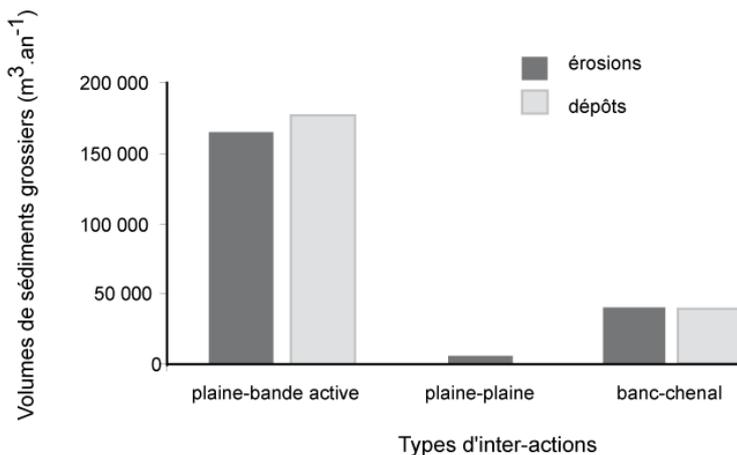


Figure 3.15 - Contribution des différents processus morphologiques à la production et au stockage moyens annuels des sédiments grossiers

Enfin, les écarts altimétriques entre le lit majeur érodé (auquel est retranchée l'épaisseur moyenne de sédiments fins) et les zones de dépôts étant nettement plus importants sur les secteurs incisés (S1, S2, S8 et S9), les processus d'érosion-construction de plaine alluviale introduisent largement plus de sédiments qu'ils n'en stockent. Ces processus restent cependant mineurs ($3\,500\text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) comparés aux autres.

Nous avons constaté précédemment (*cf.* chapitre 2) que la dynamique morphologique du tronçon fluvial étudié n'était pas homogène. Nous allons donc procéder à une analyse sectorisée de ce bilan sédimentaire.

2.2. A l'échelle des secteurs morphologiquement homogènes

Le budget sédimentaire étant bâti à partir des variations morphologiques quantifiées sur des périodes de plusieurs années, puis ramenées à des valeurs moyennes annuelles, il intègre les transferts de charge qui ont pu s'effectuer annuellement entre les secteurs durant les périodes étudiées. Il apparaît même, dans notre cas, que les volumes déposés sont plus conséquents que les volumes érodés alors que le lit majeur érodé, une fois la couche de sédiments fins retranchées, est en moyenne plus élevé (3,8 mètres en moyenne) que les dépôts sédimentaires (3,6 mètres en moyenne) (fig. 3.16A) et que la période 1980-2000 semble enregistrer un léger élargissement de la superficie de la bande active (fig. 3.16B). Nous observons que les secteurs où la rétraction est la plus importante (fig. 3.16C) correspondent aux secteurs où les hauteurs de dépôt excèdent largement les hauteurs de berge d'érosion. A l'inverse, les secteurs où les hauteurs de berge d'érosion excèdent largement celles des zones de dépôts correspondent aux secteurs qui ont été incisés et qui sont aujourd'hui latéralement stabilisés.

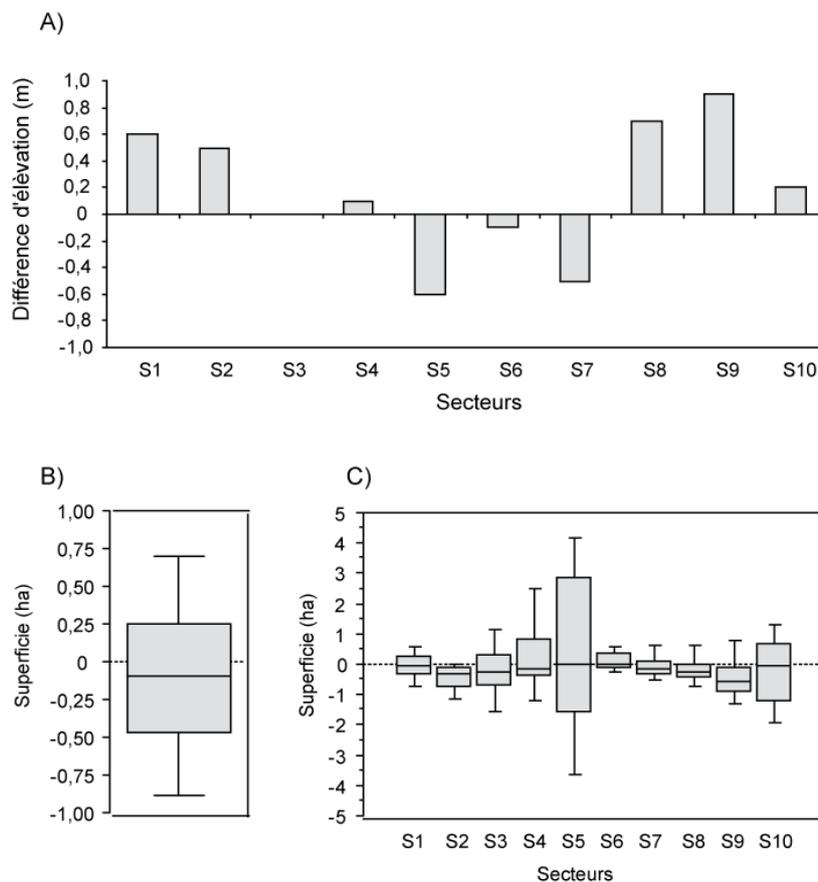


Figure 3.16 – (A) Différences altimétriques entre les lits majeurs érodés et les secteurs de dépôt (les valeurs sont négatives si la hauteur de berges de dépôts est supérieure à la hauteur du lit majeur érodée une fois la couche de sédiments fins retranchée) et valeurs de rétraction de la bande active entre 1980 et 2000 (B) à l'échelle de la basse vallée et (C) par secteur.

La sectorisation de ce budget permet de mettre en avant un déficit sédimentaire sur les 22 premiers kilomètres en amont de la basse vallée (fig. 3.17). Ce tronçon exporte plus de charge qu'il n'en dispose étant donné que les entrées sédimentaires sont faibles sur ce linéaire (S1 et S2). Ce déficit concerne particulièrement le secteur S2 (environ $3 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$). Le secteur S1 semble, en effet, en quasi équilibre, car il n'a plus la capacité d'ajuster sa géométrie à l'excédent d'énergie du chenal, du fait des protections de berge, des affleurements de substratum et du pavage (fig. 3.17B).

Nous avons pu définir précédemment que les secteurs S3 et S5 présentaient les entrées sédimentaires les plus importantes. En plus d'être eux-mêmes producteurs, du fait de leur importante mobilité latérale, ils bénéficient des exportations de charge depuis les secteurs amont. Il semble que ces secteurs n'aient pas la capacité d'évacuer l'ensemble de ces entrées, et qu'ils soient donc largement excédentaires. Cette charge en excédent, déposée en amont, ne parvient pas en aval, où les secteurs présentent à nouveau un déficit. Ils agissent donc comme des réservoirs sédimentaires. Cette rétention locale de la charge de fond se traduit par un exhaussement du lit (cf. chapitre 2 partie 1), ainsi que par des dépôts de sédiments dont le toit atteint, voire dépasse, le niveau de la plaine alluviale. Ces exhaussements participent eux-mêmes à l'entretien de la mobilité latérale sur ces secteurs.

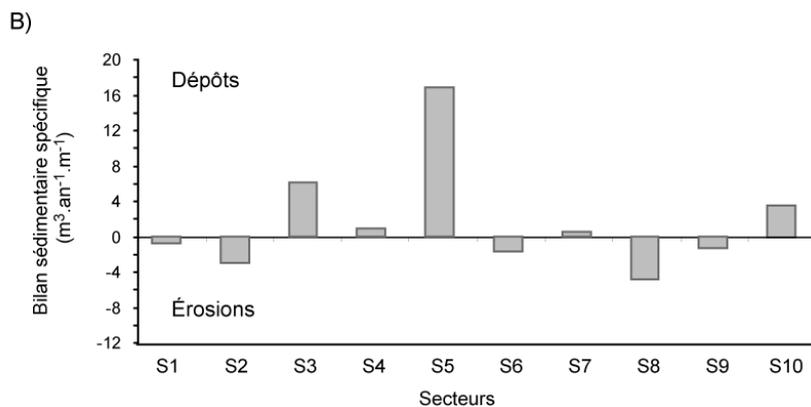
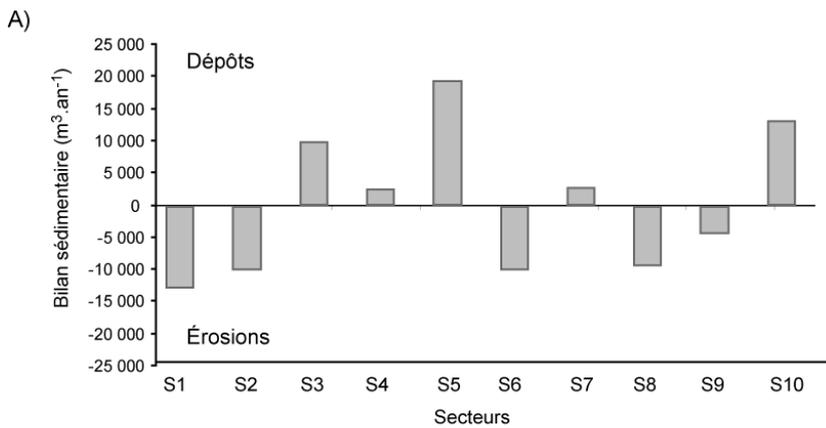


Figure 3.17 – (A) Bilan sédimentaire et (B) bilan sédimentaire spécifique par tronçon, établis sur la période 1980-2000.

Si le stockage sédimentaire des secteurs S3 et S5 permet localement l'entretien de la dynamique latérale, il en résulte un nouveau déficit sur les secteurs en aval qui ne bénéficient probablement plus de suffisamment de sédiments depuis l'amont. Les secteurs S6 et S7 présentent cependant un bilan sédimentaire relativement équilibré, car ils parviennent à compenser ces faibles apports, le secteur S6 en exportant la charge encore présente dans la bande active sous forme de banc, et le secteur S7 en profitant à la fois des apports du secteur S6 et d'érosions latérales très localisées se traduisant par un léger élargissement de la bande active. Le secteur S8, en revanche, présente un net déficit ($4 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$). Secteur relativement rectiligne, 40 % de sa production sédimentaire provient à la fois de son incision (17 %) ainsi que de l'exportation progressive de la charge composant ses bancs de galets (24 %) (fig. 3.13). Contrairement aux érosions de berge dans des secteurs à méandres mobiles, ces processus de production de charge ne sont pas compensés par des dépôts de charge concomitants et représentent donc des déficits nets de charge à l'échelle du secteur.

Les secteurs 9 et 10, enfin, sont à nouveau des secteurs de méandres présentant à la fois d'importantes capacités de production et de stockage de la charge grossière. Le bilan du secteur 9 est ainsi relativement équilibré. Le secteur 10 présente un large excédent de charge ($+ 15 000 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$). Ce tronçon, proche de la confluence avec le Rhône, est fortement influencé par le contrôle aval exercé par le niveau du Rhône. Cela contribue probablement à réduire ses capacités à exporter à la fois la charge qu'il produit et celle qu'il reçoit des secteurs en amont. Le dépôt de cette charge, sous forme de bancs, favorise les diffuences des écoulements, ce qui explique que ce secteur soit latéralement très mobile.

D/ Synthèse-Discussion

1. Pérennité des sources sédimentaires et mobilité du lit

La majorité des entrées sédimentaires (75 %), dans notre système, provient du déstockage, par érosion latérale, de la plaine moderne pour l'essentiel. Il faut, cependant, relativiser ce type de fournitures sédimentaires qui intervient principalement dans les secteurs de méandres actifs, du fait de la migration progressive des boucles. Les processus, relatifs à ce type de production sédimentaire, favorisent le dépôt des sédiments provenant de l'amont (Bravard et Petit, 1997 ; Constantine, 2006). Ainsi, les volumes des dépôts et des érosions se compensent. Ces érosions latérales ne constituent pas d'entrées sédimentaires nettes, sauf dans le cas de secteurs incisés, où les niveaux graveleux érodés sont bien plus élevés que les dépôts sédimentaires dans les convexités. De plus, les entrées sous forme d'érosion de banc, observables principalement dans les secteurs déficitaires, sont compensées, à l'échelle de la basse vallée, par l'engraissement des bancs des secteurs en aval.

Dans le cas de l'Ain, les secteurs à méandres, où se produisent principalement ces processus latéraux, correspondent à des secteurs en exhaussement, où les dépôts sont aussi élevés, voire légèrement plus élevés, que le niveau graveleux du lit majeur érodé. De plus, ces secteurs mobiles connaissent une légère rétraction de leur bande active (sauf entre 1991 et 1996), probablement du fait de la réduction de la fréquence des débits morphogènes depuis 1968 (cf. chapitre 2 partie 1). Ainsi, le bilan lié au processus de migration de méandres sur l'Ain tend vers un stockage plutôt que vers une production sédimentaire nette (fig. 3.18).

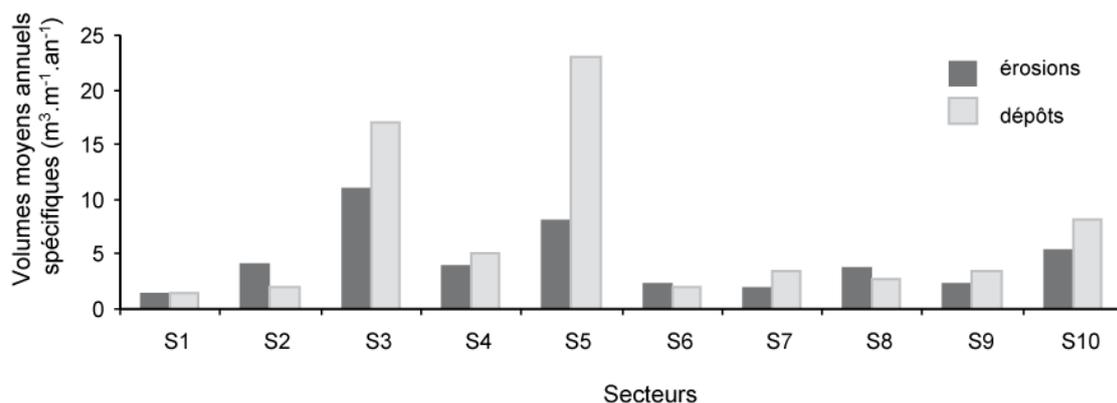


Figure 3.18 – Volumes spécifiques ($m^3.m^{-1}$) moyens annuels de sédiments grossiers érodés et déposés dans le cadre des processus de migration de méandres de 1980 à 2000

Seuls les secteurs S2 et S8 produisent réellement des sédiments. Comme ils ne reçoivent pas de sédiments depuis l'amont, les érosions latérales, sur ces secteurs, ne s'accompagnent pas, ou peu, de dépôts de la charge et la bande active s'élargit légèrement. Le lien entre l'importance des apports depuis l'amont, permettant la formation et le maintien de bancs de galets, et l'intensité de l'érosion latérale a été récemment mis en évidence dans des contextes de rivières à méandres par Constantine

(2006). Cet auteur a ainsi observé que, sur la Sacramento River (États-Unis), l'intensité des érosions de berge était fortement corrélée à la disponibilité de charges provenant de l'amont. Lorsque les apports sédimentaires depuis l'amont diminuent, les érosions de berges entraînent le développement d'un chenal plus large. Cet élargissement contribue alors, à son tour, à diminuer la vitesse des écoulements proches des berges d'érosion et, de fait, le taux de migration décline. Ainsi, comme aucune entrée sédimentaire depuis l'amont ne parvient au secteur S2, et que ses bancs sont fortement dégraissés, les érosions latérales, sur ce secteur, sont amenées à disparaître ou à être fortement réduites. Il est envisageable que, d'ici quelques années, le secteur S3 ne reçoive plus aucun sédiment depuis l'amont et que sa dynamique latérale soit, à son tour, affectée.

De plus, les capacités de fourniture sédimentaire du lit majeur, au droit des secteurs S2 et S8, sont particulièrement importantes mais ne sont pas pérennes. Sur ces secteurs anciennement incisés, le niveau graveleux du lit majeur érodé est particulièrement plus élevé que celui de la bande active, et participe, donc, à l'introduction de volumes particulièrement importants. Il faut, cependant, considérer que l'importance des entrées sédimentaires à partir de l'érosion du lit majeur, sur la période 1980-2000, est transitoire, du fait du décalage, en termes d'ajustement à l'incision, entre le lit majeur et le lit mineur. L'érosion latérale, actuellement en cours sur les secteurs anciennement incisés, contribue à abaisser le niveau du lit majeur. Une fois érodé, le nouveau lit majeur présentera une altitude ajustée aux nouvelles conditions, équivalente à celle des dépôts. Lorsqu'un second cycle d'érosion se manifesterait, il n'aurait alors plus le même potentiel de recharge.

Ainsi, si le bilan sédimentaire à l'échelle de la basse vallée semble relativement équilibré sur la période 1980-2000, il faut s'attendre à un tarissement des entrées sédimentaires par érosion latérale du fait de deux facteurs principaux : de la disparition, dans un premier temps, de la dynamique latérale sur certains secteurs, à la suite de la disparition de leurs bancs de galets, puis, dans un second temps, de l'abaissement progressif du niveau graveleux du lit majeur.

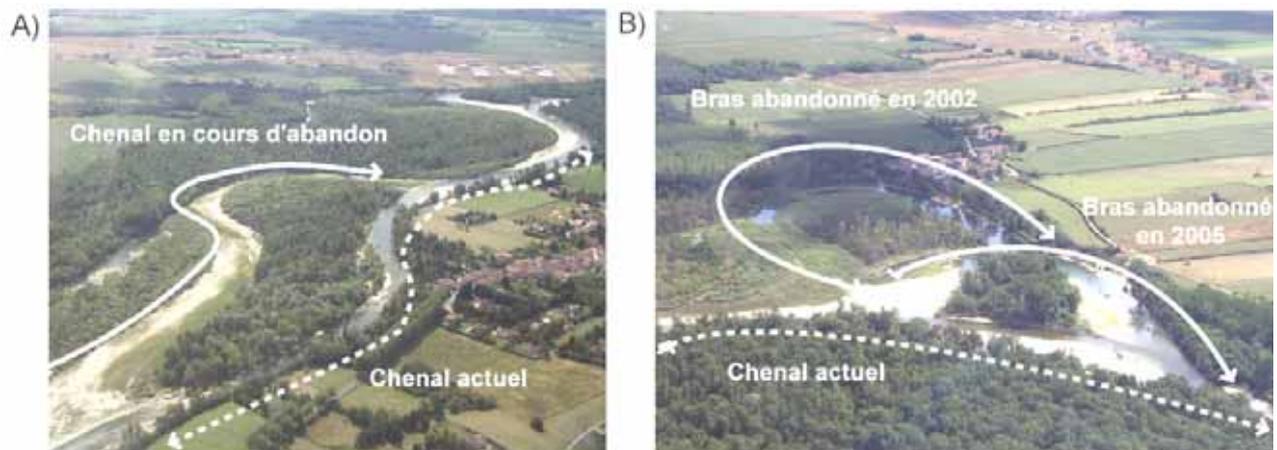
2. Dynamique sédimentaire actuelle et évolution probable

L'élaboration d'un budget sédimentaire permet de déterminer les secteurs qui présentent un déséquilibre dans leur dynamique sédimentaire, soit dans le sens d'un déficit, soit dans celui d'un excédent. Dans un premier temps, nous avons constaté que le cours d'eau était globalement équilibré et qu'il ne présentait pas, à l'échelle de la basse vallée, de déficit sédimentaire. A la suite de la spatialisation de ces premiers résultats, il apparaît que 75 % du linéaire de la basse rivière d'Ain présente un équilibre sédimentaire, 15 % étant en net excédent et 11 % en déficit. Ce déficit (environ $20\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$) s'exprime principalement sur deux secteurs : Varambon - Priay (S2) et Charnoz - St Jean-de-Niost (S8).

Le déficit intervenant sur le secteur S2 (environ $11\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$) est essentiellement dû au manque d'apports depuis l'amont, du fait de la déconnexion des versants et des affluents, à la suite de différents aménagements anthropiques (barrages, seuils). Ce déficit n'étant pas compensé par des entrées sédimentaires au niveau du secteur S1, le secteur S2 est en train de vidanger ses derniers

stocks sédimentaires, qui s'étaient accumulés sous forme de bancs lorsque le secteur amont était encore en mesure de lui fournir des sédiments. Comme peu de sédiments proviennent de l'amont, les érosions de berge sur ce secteur ne sont plus compensées par des dépôts dans les convexités comme nous l'observons sur les tronçons à méandres. Ce processus se traduit alors par une augmentation de la largeur de la bande active ainsi que par une importante érosion des bancs. Les processus en cause concernant le déficit du secteur S8 ($10\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$) sont identiques, dans la mesure où ils résultent d'une rétention de la charge sédimentaire en amont. Mais cette dernière est ici d'origine naturelle et s'explique par des facteurs locaux. Les secteurs S3 à S5 représentent effectivement des réservoirs sédimentaires naturels, du fait de leur incapacité à évacuer la charge qui arrive en abondance depuis l'amont ou qui est produite localement. Ces faibles capacités de transport sont probablement le résultat de la faible pente de ces secteurs méandriformes, ainsi que de la géométrie locale du fond de vallée au niveau de Mollon - Martinaz, où la moraine constitue un goulet d'étranglement dans la vallée. Celui-ci, plus résistant à l'érosion latérale, a facilité, tout au long de l'holocène, le remaniement des dépôts et la construction d'une plaine alluviale à l'amont.

La basse vallée de l'Ain peut ainsi être considérée, non comme un système global, mais comme étant composée de deux sous-systèmes consécutifs (S1 à S5 et S6 à S10) qui présentent chacun des fonctionnements sédimentaires distincts. D'après l'évolution récente du cours d'eau, nous pouvons envisager que la présence du réservoir naturel des secteurs S3 et S5 est temporaire. En effet, depuis les 5 dernières années des recoupements de grands méandres ont été réalisés, le premier au droit du village de Mollon (photo. 3.1A) et le second au niveau de la boucle de Martinaz (photo. 3.1B).



Photographie 3.1 - Recoupements naturels de méandres (A) en aval du pont de Gévrieux et (B) au droit de Martinaz

Ces recoupements ont entraîné une réduction du linéaire du cours d'eau de l'ordre de 1,25 km, qui s'accompagnera probablement d'une accentuation de la pente, localement dans un premier temps, puis généralisée sur les secteurs en amont, par érosion régressive, dans un second temps. Ces accentuations de pente vont contribuer à augmenter les contraintes hydrauliques. Elles favoriseront ainsi l'exportation de la charge stockée tout d'abord au niveau du secteur S5 puis du secteur S3. Il n'est pas évident que ces nouvelles entrées sédimentaires à venir soient suffisantes pour permettre un nouvel engraissement des bancs débouchant sur une réactivation des processus de méandrage

entre Martinaz et le pont de Blyes, étant donné les nombreuses protections de berges (anthropiques ou naturelles) et les fortes contraintes hydrauliques du fait de l'aspect rectiligne du chenal sur ce tronçon. Ces apports amont permettront néanmoins le rétablissement, dans la bande active, de faciès plus favorables au maintien des populations piscicoles, qui étaient localement menacées par l'accentuation éventuelle d'un pavage sur un secteur déjà dominé par une granulométrie grossière (cf. chapitre 2 partie 2).

Le déficit sédimentaire visible au niveau des secteurs S6, S7 et S8 est ainsi amené à être compensé à court terme, du fait de la vidange du réservoir sédimentaire naturel en amont. En revanche, le déficit observé au niveau du secteur S2 (induit par la présence de barrages artificiels) ne pourra trouver de compensation naturelle. Une fois que la vidange sédimentaire du secteur S2 sera aboutie, et que ce tronçon fluvial sera identique à l'actuel secteur S1, nous pouvons supposer que ce déficit se propagera alors aux secteurs en aval. Les secteurs S3 à S5 semblent, dans les conditions actuelles, pouvoir résister à la progression du déficit sédimentaire, du fait de leurs importantes réserves de sédiments et de leur faible pente. Nous avons, cependant, noté précédemment que la résistance de ce système est temporaire, car l'exportation des stocks sédimentaires actuels sera accélérée à la suite des récents recoupements de méandres.

Dans un système à méandres, en équilibre dynamique, la formation, le développement et le recouplement des boucles suivent des cycles, que sur l'Ain, nous avons estimé (d'après l'observation des photographies aériennes) d'une durée d'environ 40 à 50 ans, au niveau de la boucle de Martinaz, et d'une vingtaine d'années, en moyenne, sur les autres secteurs. Les tronçons, au droit des recoupements de méandres récents, sont donc amenés, dans les années à venir, à connaître un nouveau cycle d'accentuation des méandres, accompagné d'érosions de berges et de dépôts sédimentaires. Cependant, si les entrées sédimentaires depuis l'amont se tarissent, et que les bancs en place se dégraissent du fait d'une augmentation de la pente, il y a de fortes probabilités pour que, les contraintes hydrauliques devenant trop importantes, aucun méandre ne parvienne à se développer à nouveau. La disparition des secteurs de méandres mobiles représenterait alors une perte écologique et patrimoniale considérable dans la basse vallée (Rollet et Dufour, 2006).

3. Budget sédimentaire et rivières à méandres

De nombreuses techniques pour l'élaboration d'un budget sédimentaire existent (Brewer et Passmore, 2002). D'après nos objectifs et les données dont nous disposons, nous avons choisi d'appliquer la même approche que celle utilisée et validée par Ham et Church (2000) sur un cours d'eau divagant. Il est cependant apparu qu'il était nécessaire d'adapter cette approche au contexte de rivière à méandres mobiles, étant donné que les formes de dépôt appréhendées à partir de photographies aériennes diffèrent sensiblement d'un style fluvial à l'autre. Nos modifications, actuellement, reposent sur la littérature scientifique et sur des observations de terrain. Des raffinements peuvent être apportés à ce premier travail, mais ces derniers nécessitent d'améliorer nos connaissances, par exemple, en mettant en place sur dix à vingt ans des suivis topographiques annuels sur différentes sections de bancs de galets au niveau de tronçons à méandres mobiles. Ces

mesures de terrain collectées régulièrement sur le plus long terme permettraient alors de valider ou non les hypothèses que nous avons émises quant à la forme des dépôts successifs à partir de mesures topographiques effectuées sur deux ans. Ces suivis pourraient être accompagnés de relevés de végétation permettant d'identifier le rythme de la colonisation végétale sur ces mêmes bancs.

L'estimation des marges d'erreur générées dans le cadre de l'application de cette technique, nous a permis de constater que l'imprécision liées aux mesures (hauteur de berges, digitalisations sur photographies...) était de l'ordre de 20 à 30 %. Cette imprécision, à l'échelle de notre cours d'eau se traduit par une sur-ou sous-estimation importante (environ + ou - 40 000 m³.an⁻¹ au niveau des échanges entre lit mineur et lit majeur) étant donné les volumes concernés par les processus de dépôt et d'érosion. Ces marges d'imprécisions sont trop conséquentes pour permettre la quantification du transport solide de la basse vallée, comme cela avait pourtant été effectué et validé sur d'autres cours d'eau (Martin et Church, 1995 ; McLean et Church, 1999 ; Ham et Church, 2001).

4. Conclusion

Si le système actuel présente un excédent sédimentaire global, ce dernier est menacé à court terme par la progression du déficit sédimentaire depuis l'amont ainsi que par l'accentuation de la pente sur les secteurs S3 à S5 du fait des recoupements de méandres récents. De plus, du fait de l'incision du chenal de l'Ain, antérieure à 1976, les volumes de sédiments fournis par l'érosion des berges sont actuellement importants sur certains secteurs incisés (ex : S2, S4, S8 et S9), car les hauteurs de berges d'érosion sont plus importantes que les épaisseurs des dépôts. Nous avons cependant noté que ces apports sont amenés à disparaître. Il semble alors évident que le système à l'aval du barrage n'est pas en capacité de se recharger suffisamment en sédiments pour pouvoir maintenir son fonctionnement et sa dynamique latérale. Cette dynamique, comme nous l'avons précédemment souligné, est pourtant à l'origine de l'importante diversité écologique du cours d'eau. Il semble, ainsi, que seule une intervention anthropique permettant artificiellement des entrées supplémentaires de sédiments puisse enrayer la vidange actuelle du système.

Cependant, avant toute planification d'action de gestion, il est essentiel de déterminer quels volumes de sédiments sont nécessaires pour arrêter la progression de ce déficit sédimentaire. Les volumes de sédiments observés dans le cadre de cette première approche par budget sédimentaire correspondent à des valeurs *a minima* car ils n'intègrent pas les volumes de sédiments qui ont effectivement transité sur ces secteurs sans avoir entraîné de modifications morphologiques importantes. Les valeurs de déficit sur les secteurs amont nous indiquent la fourchette basse des quantités de sédiments que nous pouvons potentiellement réintroduire pour limiter la progression en aval du déficit sédimentaire. Cette approche, par budget sédimentaire, ne nous permet cependant pas de définir une fourchette haute de la charge maximale que nous pouvons réintroduire avant de modifier la géométrie des sections et risquer d'engendrer des inondations.

L'utilisation d'approches complémentaires est alors nécessaire à la fois pour valider ces premières observations mais également pour apporter des informations complémentaires pour une meilleure compréhension et gestion de la dynamique sédimentaire de l'Ain.

Détermination du transport solide *in situ*

A/ Détermination des fréquences de mise en mouvement des sédiments

1. Méthode
2. Débits-seuils et fréquences de mise en mouvement

B/ Mesure du transport solide *in situ*

1. Matériel et méthode
2. Transport solide sur les sites de Varambon et Gévrieux
3. Discussion

L'objectif de cette partie est double. Il est tout d'abord méthodologique, car il s'agit de tester des outils de mesures développés sur de petits cours d'eau et de déterminer les limites de leur application dans le cadre d'un système plus grand et sur un secteur à méandres mobiles. Il a pour second but d'obtenir des résultats permettant d'estimer le transport solide réel ainsi que des caractéristiques relatives à ce transport (distance, fréquence...). Ces éléments complètent les connaissances acquises lors de l'établissement du budget sédimentaire et seront utilisés pour la définition d'actions de gestion dans le cadre du chapitre suivant.

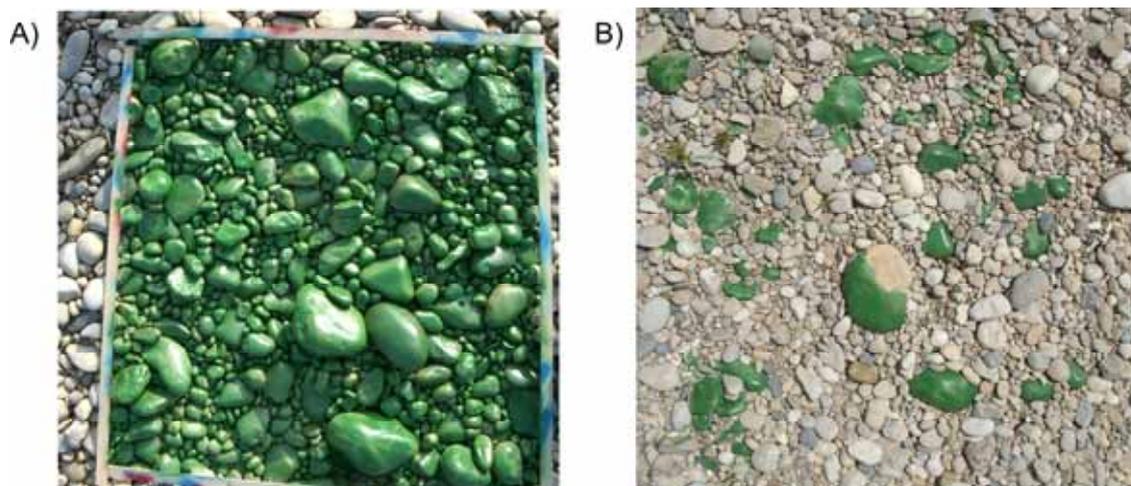
A/ Détermination des fréquences de mise en mouvement des sédiments

La détermination des débits seuils de mise en mouvement permet d'établir le débit à partir duquel les sédiments présents dans le lit commencent à être mobilisés. La détermination de ce débit permet ensuite d'évaluer la fréquence à laquelle le transport sédimentaire se produit dans un cours d'eau.

1. Méthode

Pour déterminer ce paramètre, des suivis par marquages colorimétriques de parcelles de 1m² ont été effectués sur des bancs de galets. Cette technique présente le principal avantage de ne pas déstructurer les faciès étudiés et donc de conserver les conditions d'imbrication réelles des particules. En revanche, on ne connaît la taille des matériaux peints qu'*a posteriori*, sur la base des cailloux retrouvés après leur mobilisation (Bravard et Petit, 1997). Le taux de récupération de ce type de traceur étant faible, cette technique s'avère relativement aléatoire. Pour éviter ce problème, Kellershals et Bray (1971) proposaient de mesurer 100 particules à partir d'une photographie de la parcelle peinte. Les plus petites particules étant difficiles à détecter à partir de photographies, nous avons préféré réaliser un échantillonnage granulométrique manuel (100 particules par échantillon), selon la technique de Wolman, sur des faciès identiques à ceux sur lesquels nous avons mis en place les parcelles peintes, afin d'obtenir un état initial.

Des placettes ont été mises en place (photo 3.2) et renouvelées après chaque mesure pendant une année hydrologique, sur trois bancs de galets répartis sur la basse vallée et représentatifs de comportements géomorphologiques contrastés : Oussiat (secteur déficitaire en sédiment), Villette-sur-Ain (secteur non concerné par le déficit sédimentaire, latéralement très mobile) et Saint Maurice-de-Gourdans (secteur morphologiquement dynamique proche de la confluence Ain-Rhône). Deux à trois placettes peintes de 1m² ont été installées sur chaque site selon leur largeur et différentes couleurs ont été utilisées dans le but de ne pas confondre les particules lors de la répétition des mesures.



Photographie 3.2 – Parcelle peinte (A) avant et (B) une crue de $350 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) sur le banc de Villette-sur-Ain. Notons qu'à la fin de cet événement, les particules les plus grossières n'ont pas été mobilisées et que la placette a été recouverte de sédiments plus fins

2. Débits-seuils et fréquences de mise en mouvement

Nous avons pu constater que les débits seuils étaient très différents d'un site à l'autre, car ils correspondent à des granulométries très contrastées (tab. 3.3).

Tableau 3.3 - Caractéristiques et résultats observés pour la détermination des débits seuils de mise en mouvement sur les sites de St Maurice-de-Gourdans, Villette-sur-Ain et Oussiat

Site	Débit observé ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Nom de placette	D50 initial (mm)	D50 des particules en place (mm)	D50 des particules mobilisées (mm)
St Maurice de Gourdans	242	P1 A	29	Parcelle non mobilisée	
		P1 B	31	Parcelle non mobilisée	
	258	P1 A	29	Parcelle non mobilisée	
		P1 B	31	Parcelle non mobilisée	
	300	P1 A	29	Parcelle non mobilisée	
	300	P1 B	31	Parcelle non mobilisée	
	350	P1A	29	21	23
	350	P1B	31	38	27
	650	P2A	26	Aucune	26
	650	P2B	28	Aucune	28
650	P2C	18	Aucune	18	
Villette-sur-Ain	350	P1A	61	62	20
	350	P1B	80	81	18
	650	P2	58	Aucune	58
Oussiat	350	P1 A	80	81	16
	350	P1 B	90	Parcelle non mobilisée	
	350	P1 C	79	Parcelle non mobilisée	
	650	P1 B	90	Parcelle non mobilisée	
	650	P1 C	79	Parcelle non mobilisée	

Compris entre 300 et 350 m³.s⁻¹ au niveau de la confluence, le débit seuil égale 350 m³.s⁻¹ sur le secteur de Villette alors que 2 des 3 placettes d'Oussiat n'ont pas été mobilisées pour des débits inférieurs à 650 m³.

s⁻¹. Nous pouvons ainsi définir que, pour la gamme granulométrique représentative de la basse vallée (secteur pavé exclu), le débit seuil de mise en mouvement est compris entre 300 et 350 m³.s⁻¹. Ces débits correspondent à environ 0,56 fois le débit de plein bord (530 m³.s⁻¹) et présentent des fréquences de retour moyennes de 7,5 jours par an depuis 2000. Cette fréquence est relativement faible, comparée à celle établie à 40 jours par an, à partir de traceurs dans le canal de Miribel, où le débit seuil a été estimé à 0,3 fois le débit de plein bord (Petit *et al.*, 1996), ou à celle observée sur la Severn (Angleterre), estimée à environ 12 jours par an (débit seuil estimé à 0,25 fois le débit de plein bord), pour des sédiments dont la taille médiane varie de 28 à 40 mm (Thorne et Lewin, 1979, cité dans Petit *et al.*, 1996).

Ces résultats nous permettent d'estimer que le transport solide sur l'Ain se produit de 0,5 à 2 jours par an sur les secteurs pavés (de Pont-d'Ain à Priay) et de 11 à 21 jours par an sur le reste de la basse vallée. Nous observons également que, durant les deux années où nous avons effectué notre suivi sédimentaire, le charriage a été moins fréquent que le charriage moyen annuel à l'échelle des trente dernières années (tab. 3.4).

Tableau 3.4 - Fréquence annuelle du charriage sur l'Ain

débit seuil observés	Période 1980-2007 (nb jr/an)	Période 2005-2007 (nb jr/an)
300	21,1	18,1
350	13,5	11,7
650	2	0,5

Les suivis évènementiels se sont avérés difficiles à mener, les décrues de l'Ain étant souvent insuffisantes pour permettre de rééquiper les bancs entre deux évènements mesurés. Pour ces mêmes raisons, il était difficile d'étudier les faciès proches du chenal d'étiage, plus représentatifs de la taille des sédiments effectivement charriés. Les placettes suivies présentent donc, dans la plupart des cas, des granulométries beaucoup plus grossières, surtout sur les deux sites amont (Villette-sur-Ain et Oussiat) où les bancs étaient peu marqués.

B/ Mesure du transport solide *in situ*

1. Matériel et méthode

1.1. Choix de la méthode

Différentes techniques sont aujourd'hui proposées pour mesurer directement le volume de la charge de fond transitant dans un cours d'eau. Nous avons distingué trois grands types de mesures :

- les techniques d'échantillonnage de la charge en mouvement à partir d'échantillonneurs immergés tels que le Helley and Smith (Ryan *et al.*, 2002 ; Véricat *et al.*, 2006 ; Habersack *et al.*, sous presse, Bunte *et al.*, sous presse), de pièges à sédiment conçus pour cet effet ou résultant d'actions anthropiques passées comme des fosses d'extraction (Liébault, 2003 ; Peiry, 2005 ; Rollet *et al.*, sous presse), ou encore par l'utilisation de capteurs acoustiques ou magnétiques (Tunncliffe *et al.*, 2000 ; Gaeuman et Jacobson, 2006 ; Rickenmann et McArdell, 2007) ;
- les techniques fondées sur la mesure des modifications topographiques consécutives à la mise en mouvement des sédiments (Ham et Church, 2000 ; Fuller *et al.*, 2003 ; Surian et Cisotto, *en cours*) ;
- les techniques basées à la fois sur l'enregistrement des modifications de la section en travers induites par les phénomènes d'érosion et de remblaiement qui se succèdent pendant les crues et la mesure des distances moyennes de transport (Laronne *et al.*, 1992 ; Haschenburger et Church, 1998 ; Liébault, 2003).

La première technique n'était pas envisageable sur notre cours d'eau, étant donné la taille des matériaux transportés (D50 de 15 à 38 mm) et la largeur du cours d'eau. Le deuxième type de méthode a déjà été exploité sur des cours d'eau de taille importante mais nous ne disposons pas du matériel adéquat pour réaliser des suivis topographiques événementiels exhaustifs, particulièrement dans les secteurs de méandres où les mouilles sont profondes, même pour un débit d'étiage. Nous avons donc choisi de quantifier les volumes à partir de la dernière technique, appliquée aux bancs de galets car elle est relativement simple à mettre en œuvre et peu coûteuse. Elle a été mise au point et expérimentée sur des rivières de petites et moyennes tailles (bassin versant de 95 et 50 km²) ainsi que dans des contextes torrentiels (Liébault, 2003). Il s'agissait ici de l'expérimenter sur un cours d'eau à méandres, de plus grande importance.

1.2. Description de la méthode de quantification à partir de chaînes d'érosion

Cette technique est fondée sur l'équation théorique de continuité du transport de la charge de fond :

$$V_b = A \times L$$

V_b correspondant au volume de charge de fond transporté pendant la crue (en $m^3.s^{-1}$),
 A à la section solide mobilisée (en m^2) et,
 L à la distance moyenne parcourue par les particules pendant la crue (en m).

La section solide mobilisée (A) est mesurée à la fois au moyen de chaînes d'érosion insérées dans le lit (Leopold *et al.*, 1966 ; Nawa et Frissel, 1993 ; Laronne *et al.*, 1994 ; Liébault, 2003) et de mesures topographiques par DGPS. La distance moyenne parcourue par la charge transportée (L) est obtenue par le traçage des particules introduites au niveau des transects suivis (fig. 3.19)

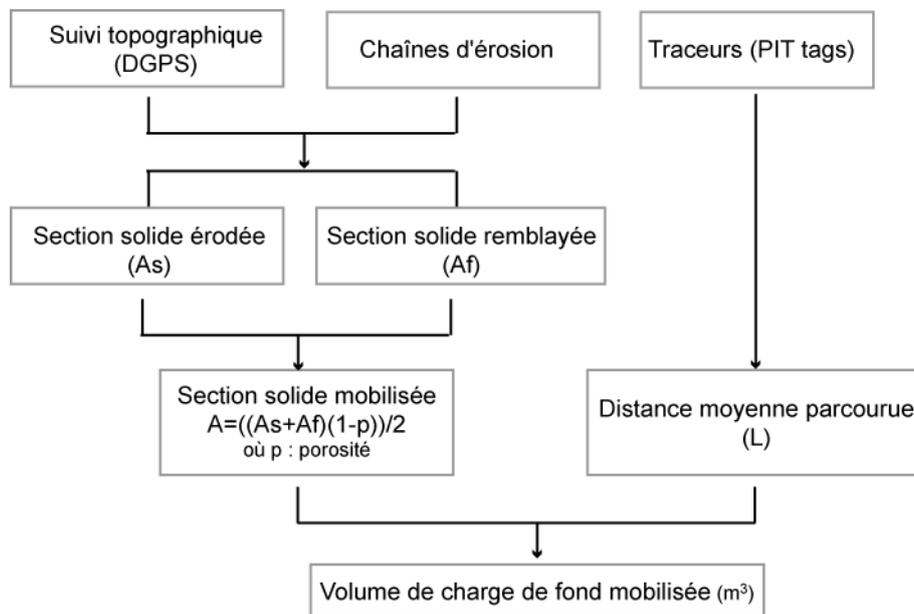


Figure 3.19 – Méthode d'évaluation du volume de charge de fond transporté lors d'un événement de crue (D'après Laronne *et al.*, 1992, modifié)

Un des principaux avantages de cette approche, est que, contrairement à un simple suivi topographique, ces chaînes permettent de déterminer les volumes en transit lors des phases de creusement et de remblaiement au cours d'une crue (fig. 3.20). Le suivi topographique ne fournit, en revanche, que le résultat final des deux phases. Elles présentent néanmoins des inconvénients importants, notamment pour une application sur des cours d'eau comme l'Ain. Les chaînes n'enregistrent au plus qu'une seule séquence de creusement-remblaiement. Or sur l'Ain, il n'est pas toujours possible d'accéder aux sites entre deux pics de crue, étant donné que les débits peuvent rester relativement élevés sur une longue période et enregistrer alors plusieurs *maxima*. Lorsque plusieurs événements se succèdent, les chaînes enregistrent la phase de creusement maximal et le remblaiement final. Ce dernier peut être incomplet si la crue s'est terminée par une phase de creusement. Elles ne fournissent ainsi qu'une évaluation minimale des volumes en transit (Liébault, 2003).

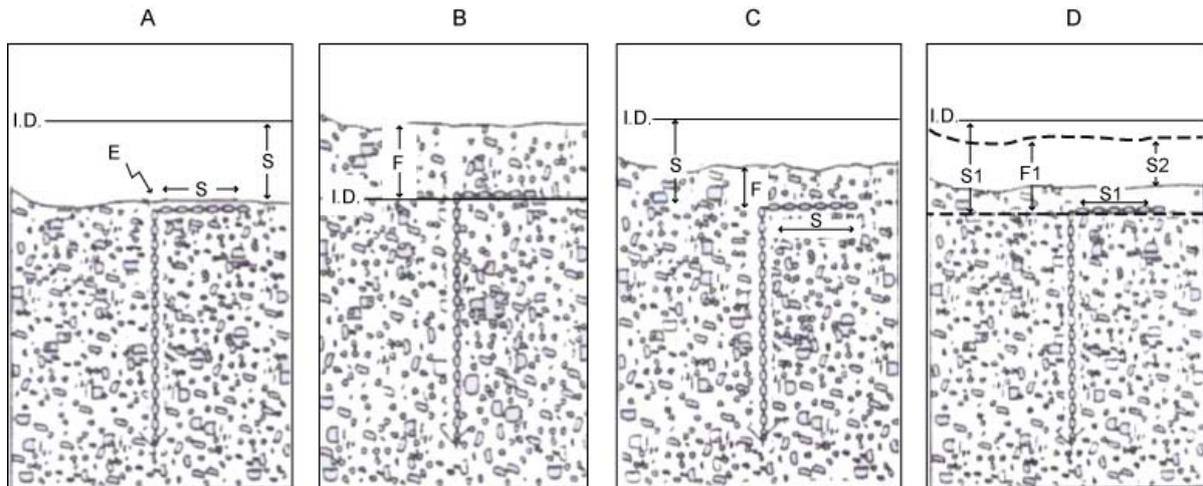


Figure 3.20 - Principe de mesure des chaînes d'érosion (d'après Laronne et al., 1994).

A : érosion du lit sur une épaisseur S à partir du niveau initial ID ; S est égal à la longueur de chaîne horizontale, couchée sur le fond du lit ;

B : remblaiement du lit sur une épaisseur F à partir d'un niveau de base issu d'un épisode de creusement antérieur ;

C : érosion du lit sur une épaisseur S suivie d'un remblaiement sur une épaisseur F ; l'évolution du niveau topographique après passage de la crue est donc égale à $S-F$;

D : érosion initiale sur une épaisseur $S1$ suivie d'un remblaiement sur une épaisseur $F1$, érosion finale sur une épaisseur $S2$; la chaîne ne permet pas dans ce cas de suivre fidèlement la succession des épisodes de creusement et de remblaiement (Liébault, 2003)

Deux sites ont été retenus pour la mise en place de ce suivi : Varambon et Gévrioux. Le premier correspond à un secteur déficitaire où le sédiment est très peu mobile, le second à un secteur où la dynamique sédimentaire n'a pas encore été affectée par la raréfaction de la charge en provenance de l'amont. Sur chacun de ces sites, des chaînes d'érosion ainsi que des traceurs ont été installés le long de transects (fig. 3.21). Ces derniers ont également fait l'objet de suivis topographiques effectués au moyen d'un DGPS.

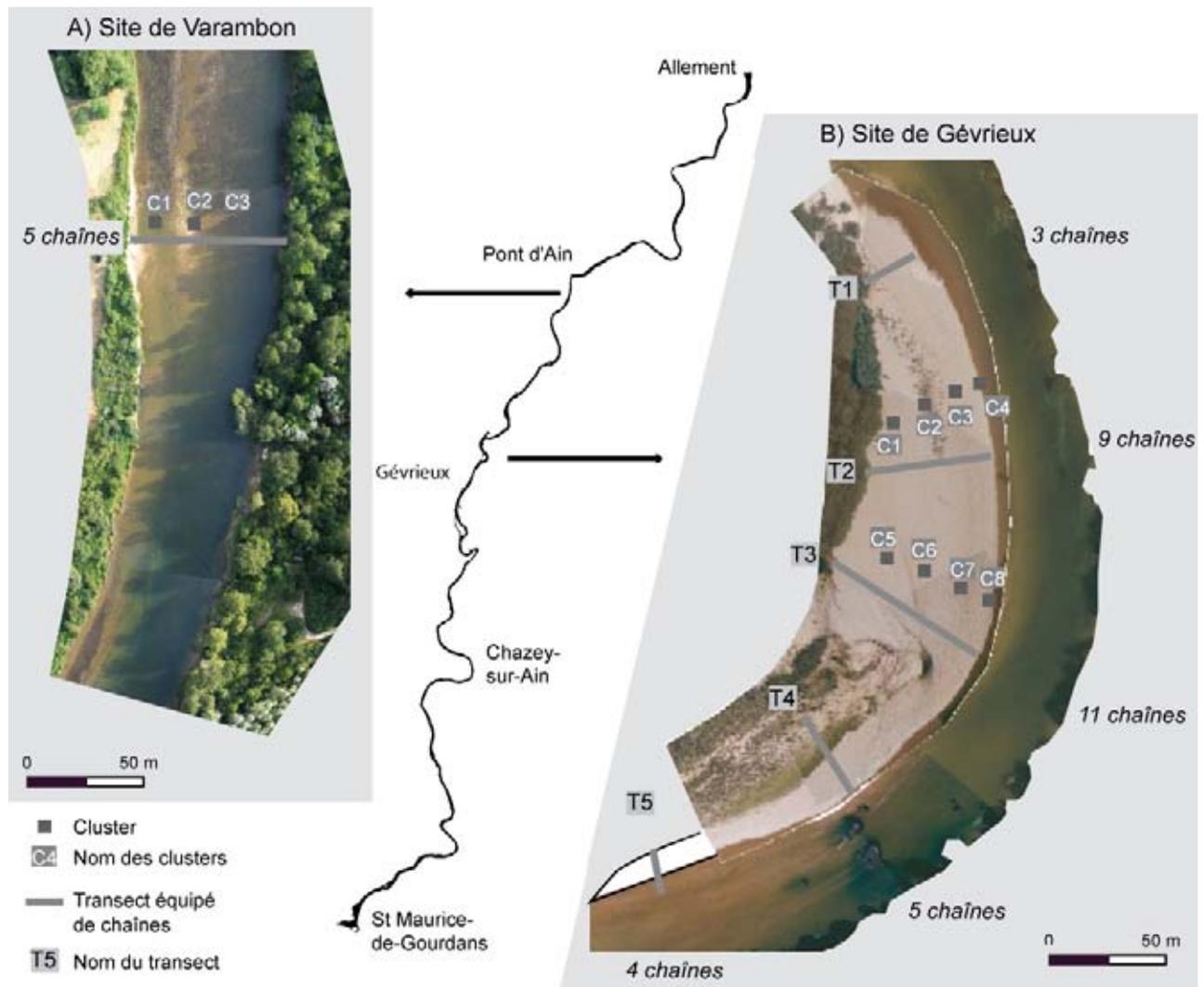


Figure 3.21 – (A) Localisation des chaînes d'érosion et des traceurs sur le site de Varambon et (B) sur le site de Gévrieux (cliché : Lejot, en cours)

1.3. Détermination des sections érodées et déposées

L'insertion des chaînes d'érosion a été réalisée selon les recommandations de Liébault (2003). Sur chaque transect, l'espacement entre les chaînes (tab. 3.5) correspond en moyenne à 17 % de largeur de la section traitée, valeur considérée comme suffisante pour une évaluation robuste du charriage (Liébault et Laronne, *sous presse*).

Tableau 3.5 – Caractéristiques d'agencement des chaînes d'érosion sur les sites de Varambon et de Gévrieux

Site	Nb de chaînes	Nombre de transects	Largeur de transect (m)	Espacement inter-chaîne sur chaque transect (m)	Largeur de la bande active (m)	Part des largeurs de bande active équipée (%)
Varambon	4	1	34	5	Environ 80	60
Gévrieux	32	5	15 à 65	5 à 6	Environ 100	30 à 64

Le nombre de chaînes par transect dépend ainsi de la largeur du banc au droit de la section. Étant donné la profondeur du chenal de l'Ain, nous n'avons pu équiper que des sections au droit de bancs de galets et non sur des largeurs entières de bande active. Selon les transects considérés, ces chaînes couvrent 30 à 64 % de la largeur de la bande active (tab. 3.5). Les résultats obtenus ne permettront donc pas d'obtenir des données concernant l'épaisseur de la couche active des sections les plus actives.

Chaque chaîne a été localisée au moyen d'un DGPS et tous les levés topographiques ont été raccordés à une borne de géomètre installée sur les sites par nos soins. Cette borne est elle-même raccordée au réseau NGF (Nivellement général de la France). Le suivi topographique des transects nous permet de déterminer la validité de la méthode des chaînes d'érosions dans le cas d'un cours d'eau tel que l'Ain.

Nous avons procédé aux relevés des chaînes après les pics de crues dès que les niveaux d'eau le permettaient (accès en dessous de $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

1.4. Détermination des distances de mobilité des particules

1.4.1. Choix de la méthode

Deux types de méthodes existent pour déterminer le déplacement de la charge de fond :

- mesure indirecte à partir de déductions basées sur la morphologie du lit, et
- utilisation de traceurs.

La première approche repose sur l'existence d'une relation entre le transport solide et la morphologie du lit et, plus spécifiquement, sur la régularité de l'espacement des bancs. Il est en effet attendu, que sous certaines conditions, les particules se déplacent directement d'une zone d'érosion à la zone de dépôt la plus proche (Hassan et Church, 1992 ; Sear *et al.*, 2000 ; Ferguson *et al.*, 2002). L'importance de cette relation entre le mouvement des particules, l'occurrence de ce mouvement et le développement de la topographie des bancs ou des seuils, a déjà été identifiée à partir d'observations de terrain (Hassan et Church, 1992 ; Sear *et al.*, 2000). Les auteurs soulignent que, si l'espacement seuil-banc affecte le déplacement des particules, ces mouvements ne sont pas purement stochastiques comme le présentait Einstein (1937). La distance de migration peut ainsi dépendre de la durée des évènements hydrologiques ou de la morphologie du lit (Pyrce et Ashmore, 2003). Le principe, selon lequel la morphologie du lit contrôle les distances de migration, a souvent été utilisé pour estimer des volumes transportés (Church et Hassan, 1992) à partir de l'équation d'Einstein (1937) :

$$g=rL/t$$

*où g correspond au poids de sédiments transportés par unité de largeur,
r au poids du matériel érodé par superficie de lit ($\text{kg} \cdot \text{m}^2$),
L à la distance moyenne (m), et
t à la période de temps considérée*

Les paramètres morphologiques pris en compte pour la détermination des distances (L) sont variables. Elles ont ainsi été considérées comme :

- (i) égales à l'espacement moyen entre seuil et mouille ou plusieurs fois la largeur du lit (souvent 5) (Carson et Griffiths, 1989 ; McLean, 1990 ; Martin et Church, 1995 ; Ham et Church, 2000),
- (ii) égales à la distance entre site d'érosion et site de dépôt (Ferguson et Ashworth, 1992, Ferguson *et al.*, 1992 ; Goff et Ashmore, 1994 ; McLean et Church, 1999 ; Eaton et Lapointe, 2001), ou
- (iii) égales à l'espacement entre les zones d'accumulations principales (Church *et al.*, 1986 ; McLean, 1990 cités dans Pyrce et Ashmore, 2003).

Il a été démontré que les résultats étaient comparables à ceux obtenus à partir de méthodes plus traditionnelles (pièges à sédiments, équations de transport solide). Cependant, aucune analyse systématique n'a encore été menée pour savoir sous quelles conditions ces relations s'établissent et cette question nécessite encore plus de données et d'expérimentations (Pyrce et Ashmore, 2003).

Nous avons donc choisi d'utiliser la technique de traçage des particules. Les premiers traçages de particules sont anciens (Richards 1902, cité dans Sear *et al.*, 2000) et leur utilisation n'a cessé de croître depuis 1960. De nombreuses techniques ont ainsi été développées, présentant chacune certains avantages et inconvénients (tab. 3.6). Afin de choisir la technique la mieux adaptée à nos objectifs, sept propriétés principales d'un traceur sont à considérer (Sear, 2000) :

- sa détection (possibilité d'enfouissement des particules ou non) ;
- sa longévité, qui doit correspondre aux objectifs de l'étude ;
- sa résistance : l'identifiant du traceur doit résister à l'abrasion, aux effets de l'humidité, de la colonisation par les algues, des variations thermiques, particulièrement pour les traceurs exposés sur les bancs ;
- son identification, les traceurs devant avoir un identifiant non équivoque (code, couleur...) ;
- sa reproductibilité, les traceurs doivent être faciles à construire et à remplacer ;
- son coût, les traceurs doivent être rentables par rapport à l'information qu'ils fournissent, et enfin,
- la représentativité de l'échantillon retenu, en termes de taille, de forme, de densité et d'agencement.

Tableau 3.6 – Avantages, inconvénients et taux de retours observés pour différentes techniques de traçage (d'après Sear, 2000 ; Hassan et Ergenzinger, 2003 complétés)

Méthode	Avantages	Inconvénients	Taux de retour (%)	Nb de Références
Matériaux exogènes	Peu coûteux, utilisation facile, détection visuelle en surface	Limité à la surface, faible taux de retour	5	2
Peinture	Peu coûteux, utilisation facile, détection visuelle en surface	Faible taux de retour, limité à la surface, problème d'abrasion de la peinture après plusieurs événements	35-86 (grossiers) 85-100 (galet-grossiers) 2.5-96 (galets)	1 5 11
Radioactif	Fort taux de retour, très convaincant, détecté à la fois en surface et subsurface	Toxique, hasardeux pour le public et l'environnement, difficile à manier et injecter, coûteux, besoin d'un laboratoire et d'équipements spécifiques, limité aux secteurs sans héritages radio actifs, besoin d'une autorisation	100	3
Revêtement d'oxyde de fer	Facile à appliquer, peu coûteux	Limité aux particules supérieures à 11 mm, affecté par le bruit des fragments de métaux, la détection peut perturber le lit, travail intensif, difficile à utiliser en eau profonde, abrasion du revêtement après plusieurs événements	4.4	1
Anneau de métal	Facile à appliquer, peu coûteux	Affecté par le bruit des fragments de métaux, risque de perte du collier, limité aux grosses particules, la détection peut perturber le lit, travail intensif, difficile à utiliser en eau profonde	35	1
Noyau de fer	Equipement durable, facile à utiliser, peu coûteux, peut localiser des particules en surface ou enterrées	Affecté par le bruit des fragments de métaux, limité aux grosses particules, la détection peut perturber le lit, travail intensif, difficile à utiliser en eau profonde, faible taux de retour, peut modifier la densité des particules	17-92	2
Insertion d'aimants	Equipement durable, facile à utiliser, peu coûteux, peut localiser des particules en surface ou enterrées, fort taux de recouvrement	Limité aux particules supérieures à 11 mm, affecté par le bruit des fragments de métaux, la détection peut perturber le lit, travail intensif, difficile à utiliser en eau profonde, les caractéristiques physiques des traceurs sont différentes de celles des galets en place	100 (grossiers) élevé (galet-grossiers) 25-100 (galets)	10

Méthode	Avantages	Inconvénients	Taux de retour (%)	Nb de Références
Magnétisme naturel	Pas de coût du traceur, nombre de traceurs illimité, facile à utiliser, équipement durable	La détection peut perturber le lit, difficile à suivre individuellement, système de détection fixe, besoin d'équipements spécifiques et de techniciens qualifiés, sensible aux bruits de fond.	nr	1
Magnétisme renforcé	Toute les tailles de particules peuvent être traitées, taux de retour raisonnable, localise les particules enfouies ou exposées	Coût de la cuisson, nécessite un fourneau, ne résiste pas aux stresses thermiques, la détection peut perturber le lit, assez coûteux.	63	1
Radio transmetteurs	Très performant, fort taux de retour, localise les particules enfouies ou exposées, information continue sur la position des particules pendant la crue.	Très coûteux, limité aux grosses particules, nombre de traceurs limité	100	2
PIT tags	Très performant, fort taux de retour, localise les particules enfouies ou exposées, individualise chaque particule, peu coûteux, très résistant (vibration, humidité, température), très durable.	Limité aux particules > 42 mm axe b, ne détecte pas si enfouissement > 0.25 m, faible portée de l'antenne de détection.	96-87	1

Les traceurs peints sont les premiers à avoir été utilisés (Sear, 2000 ; Lamarre *et al.*, 2005). Cette technique présente l'avantage d'être peu coûteuse, donc un grand nombre de traceurs peut être utilisé. Cependant le taux de retour est très faible (Schmidt et Ergenzinger, 1992), oscillant entre 5 et 50 % (tab. 3.6). Ces taux diminuent rapidement pour des particules de petite taille, celles-ci étant visuellement plus difficiles à détecter (Laronne et Carson, 1976) et plus fréquemment recouvertes par d'autres sédiments (Buttler, 1977). Nous avons néanmoins tenté d'utiliser cette technique sur 2000 particules introduites sur deux sites différents, Gévrioux et Charnoz-sur-Ain en octobre 2003 puis relocalisées en juin 2004. Le taux de retour a été nul sur le premier et de 3,8 % sur le second, soit 39 particules (fig. 3.22). Le faible taux de retours obtenu s'explique par :

- l'enfouissement des particules recouvertes par des nappes de charriage ou lors de la phase de dépôt après charriage, principalement sur le site de Gévrioux, et,
- l'abrasion de la peinture lors du charriage.

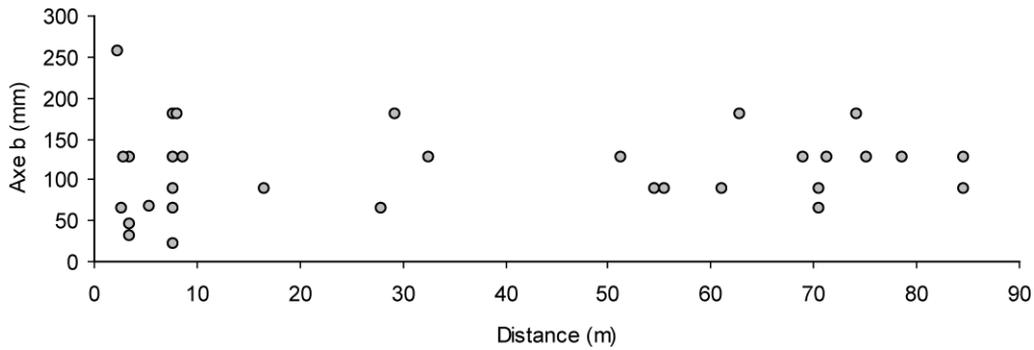


Figure 3.22 - Distances de transport obtenues au droit de Charnoz-sur-Ain à partir de traceurs peints

Ces premiers résultats permettent d'observer qu'il n'existe visiblement pas de relation entre la taille des particules et les distances parcourues. Ce constat avait déjà été fait dans le cadre d'autres travaux (Liébault, 2003). Huit mois après leur introduction, durant lesquels une seule crue morphogène est intervenue ($640 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), la distance maximale de transport observée à partir de traceurs peints est de 85 mètres sur le site de Charnoz-sur-Ain.

En raison du faible taux de retour obtenu, spécialement au niveau du secteur dynamique de Gévrioux, nous avons été amenés à tester une nouvelle technique de traçage à partir de transpondeurs passifs.

1.4.2. Description et principes méthodologiques des PIT tags

Peu onéreuse (2,35 euros par unité), cette technique est déjà fréquemment utilisée dans le cadre de recherches en biologie pour l'observation de populations animales (Roussel *et al.*, 2000 ; Bruyndoncx *et al.*, 2002). Elle est appliquée depuis peu au traçage de sédiments dans les cours d'eau (Nichols, 2004 ; Lamarre *et al.*, 2005) et sur le littoral (Allan *et al.*, 2006). Ces transpondeurs sont des RFID (*Radio Frequency Identification*) développés par TIRIS Technology et distribués par Texas Instrument. Ils sont longs de 23,1 mm +/- 0,5 mm et présentent un diamètre de 3,85 +/- 0,5 mm. Il s'agit d'un transpondeur intégré à une capsule de verre hermétiquement scellée. Ce transpondeur est composé d'un noyau en ferrite, d'un condensateur de charge, d'un condensateur de résonance et d'un circuit intégré (Texas instrument, 1996) (fig. 3.23A). Le choix de la version RI-TRP-WRHP, autorisant la lecture et l'écriture, permet à l'utilisateur d'attribuer un identifiant à chacune des capsules utilisées.

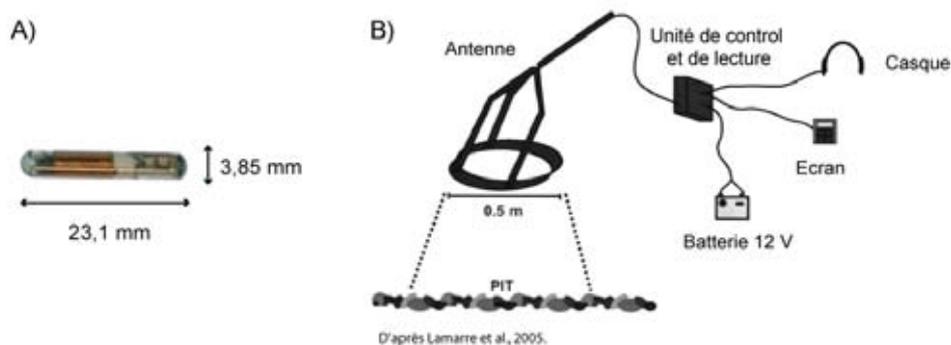


Figure 3.23 – Présentation générale du matériel, (A) un transpondeur et B) le matériel de détection

Le transpondeur passif réagit à un signal électromagnétique envoyé par l'unité de contrôle (fig. 3.23B). Celui-ci transmet le numéro d'identification à l'unité de lecture. L'antenne utilisée est circulaire et d'un diamètre de 50 cm. Chaque fois qu'un transpondeur est détecté par l'antenne, le circuit d'alarme envoie un signal sonore et l'identifiant du *PIT* (*Passive Integrated Transpondeur*) est affiché sur le palm depuis l'unité de lecture.

Cette technique présente de nombreux avantages (tab. 3.6), le plus appréciable étant un taux de retour important (87 à 96 %). Le second avantage notable est que l'obtention directe de l'identifiant du traceur sur l'écran contourne la nécessité de creuser dans le galet pour retrouver les particules détectées et noter leurs caractéristiques. De plus, cette technique permet la reconnaissance de particules enfouies à moins de 25 cm et plus seulement celles restées en surface.

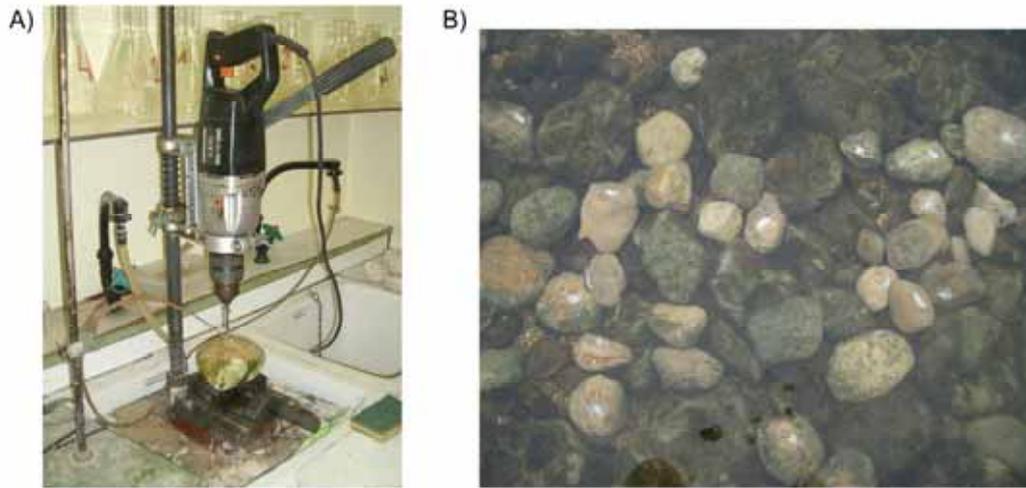
Elle reste cependant à parfaire car quatre contraintes subsistent :

- Le problème de reconnaissance et d'identification quand deux particules ou plus sont trop proches les unes des autres ;
- La limitation de la taille minimum des particules équipées qui doivent être suffisamment épaisses pour pouvoir contenir le *PIT* et pour ne pas être trop fragilisées lors du forage du galet ;
- La difficulté à détecter les particules enfouies à plus 25 cm ;
- La difficulté à retrouver les particules déplacées sur des distances très importantes, compte tenu de la taille de l'antenne (diamètre de 50 cm).

Les premiers travaux effectués par l'équipe canadienne (Lamarre *et al.*, 2005) montrent que le taux de retour lié à cette technique est bien supérieur à ceux des autres méthodes utilisant un nombre de traceurs équivalent. Ces valeurs ont cependant été obtenues sur une section étroite (7 mètres en moyenne) et peu profonde (0,6 mètres lors d'un débit de plein bord) sur un tronçon enregistrant des modifications morphologiques modérées (< 25 cm en moyenne). Cette expérience ne garantit donc pas de bons résultats dans le cadre d'une application sur des rivières plus larges, où les remaniements morphologiques sont d'une amplitude supérieure à 25 cm.

1.4.3. Utilisation des PIT tags sur l'Ain

Nous avons échantillonné 550 galets sur les sites de suivi, de façon aléatoire. Les particules trop petites pour pouvoir être équipées (taille minimum de 62 mm sur le site de Varambon et de 42 mm sur celui de Gévrioux) n'ont pas été collectées. Chacune des particules a été percée à l'aide d'une perceuse sur colonne (photo 3.3A), le diamètre du trou réalisé devant être le plus proche possible de celui du transpondeur (4 mm) pour éviter que ce dernier soit trop mobile dans la particule. Ces trous ont été ensuite remplis d'enduit de rebouchage de façade résistant à l'humidité et aux variations de température.



Photographie 3.3 - (A) Matériel utilisé pour percer les galets et (B) disposition des traceurs dans le chenal (clichés personnels)

Les traceurs ont été introduits entre les transects équipés de chaînes d'érosion ; 150 traceurs ont été introduits sur le site de Varambon ; sur le site de Gévrioux, 200 particules équipées ont été déposées à mi-distance entre les transects T1 et T2, et 200 autres entre les transects T2 et T3 (fig. 3.21). Les particules ont été disposées en « cluster » afin de ne pas les surexposer aux écoulements (photo 3.3B) et d'essayer de reconstituer une imbrication artificielle.

Tableau. 3.7 - Caractéristiques des traceurs de Varambon (A) et Gévrioux (B)

A)	Axe a (mm)	Axe b (mm)	Axe c (mm)	Poids (g)
Minimum	75	62	41	320,4
Maximum	230	167	100	3697,8
D ₅₀ (mm)	123,5	99,377	67,079	-
Ecart type	30,2	21,7	12,5	723,8
Sorting	0,385	0,385	0,375	-

B)	Axe a (mm)	Axe b (mm)	Axe c (mm)	Poids (g)
Minimum	64	42	32	255,3
Maximum	187	145	101	2128,3
D ₅₀ (mm)	103,6	79,4	55,3	-
Ecart type	18,2	14,3	10,5	306,8
Sorting	0,328	0,292	0,292	-

La taille des sédiments sur le site de Varambon est beaucoup plus importante en raison du pavage en place. Comme seules ont pu être équipées les particules dont l'axe b est supérieur à 42 mm, les traceurs sur le site de Gévrioux ne sont représentatifs que de la fraction la plus grossière (> D₇₅) de la granulométrie des sites. Le D₅₀ des traceurs est ainsi beaucoup plus grossier que celui des sédiments en place (79 mm contre 46 mm). Cela ne doit pas représenter un biais méthodologique important, étant donné que, comme nous l'avons observé précédemment (fig. 3.22), les distances de transport sont peu dépendantes de la taille des particules.

2. Transport solide sur les sites de Varambon et Gévrioux

2.1. Estimation des sections remaniées

2.1.1. Site de Varambon

Sur le site de Varambon, nous n'avons pas pu procéder à un suivi évènementiel, car les niveaux d'eau sont restés trop importants entre les différentes crues pour permettre tout relevé. Ce site correspondant à un banc de galets fixe et très dégraissé ; il reste immergé et non accessible pour tout débit supérieur à $40\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Un an après l'équipement du site, la recherche des chaînes à sédiments a été infructueuse. Cet échec peut s'expliquer par le fait qu'elles n'ont pas pu être profondément enfoncées dans le galet ($< 30\text{ cm}$), le substrat étant très grossier. Elles ont ainsi pu être facilement arrachées lors des crues ou par les pêcheurs nombreux à fréquenter ce site. Le suivi topographique indique que cette section n'a pas connu de modifications topographiques sensibles (fig. 3.24), c'est-à-dire supérieures à la taille des plus grosses particules du site (167 mm). Les crues n'ont pas été suffisamment importantes pour entraîner une mobilisation de la charge en place malgré des débits supérieurs au $Q_{1,5}$ (fig. 3.25). Nous estimerons donc que l'épaisseur de la couche active sur cette section est nulle sur la période considérée (août 2005-août 2006).

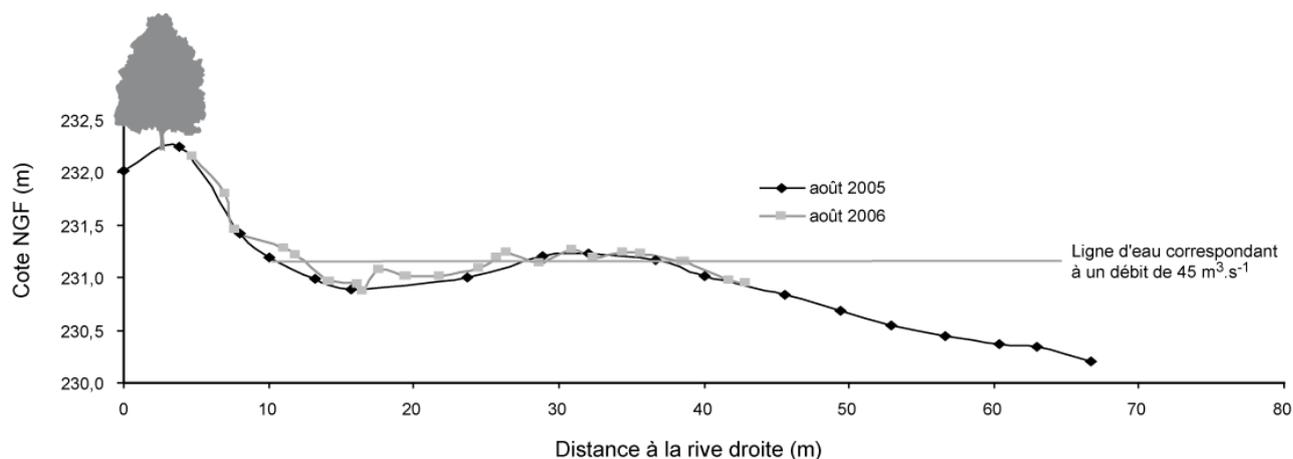


Figure 3.24 – Variation topographique au droit du transect de Varambon entre le 23 août 2005 et le 6 septembre 2006

2.1.2. Site de Gévrioux

Quatre relevés ont pu être effectués en 2 ans. Nous constatons que les résultats sont très contrastés d'un transect à l'autre. L'amplitude des processus d'érosion et de dépôt est étroitement liée à l'importance des évènements hydrologiques intervenus entre les levés (fig. 3.25). La couche active de l'Ain, sur les secteurs dynamiques, peut ainsi localement atteindre 80 cm et elle est en moyenne remaniée sur 20 à 30 cm lors d'évènements hydrologiques équivalents au $Q_{1,5}$.

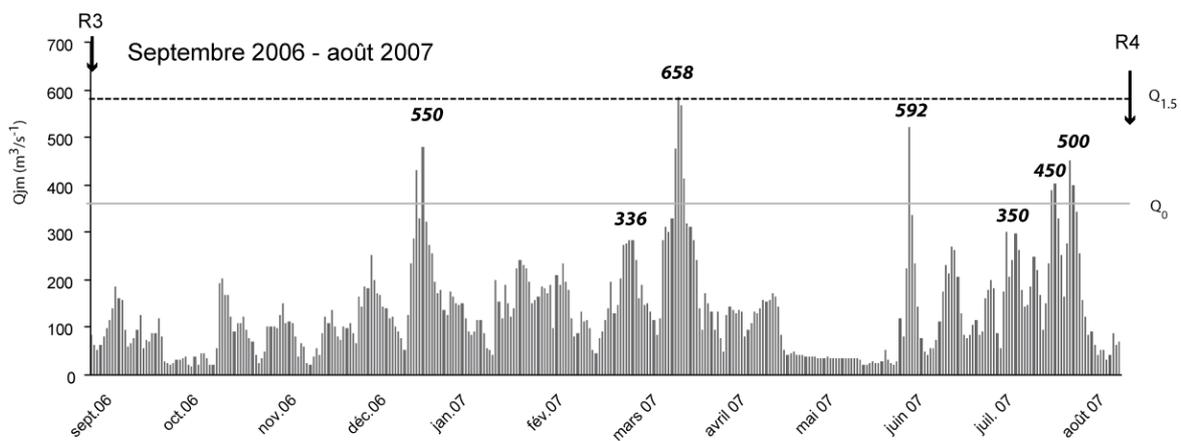
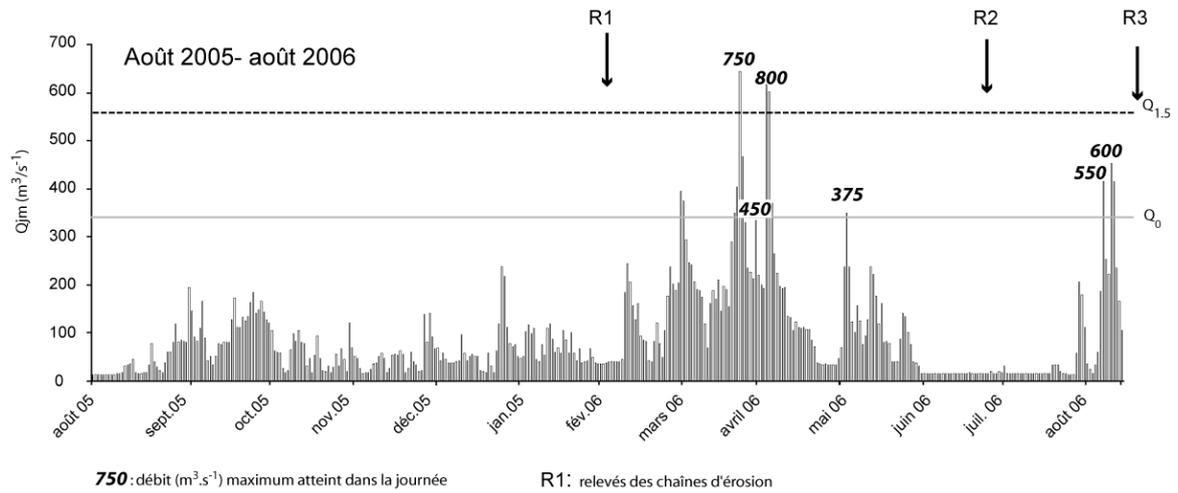


Figure 3.25 - Débits moyens journaliers correspondant aux quatre périodes observées.

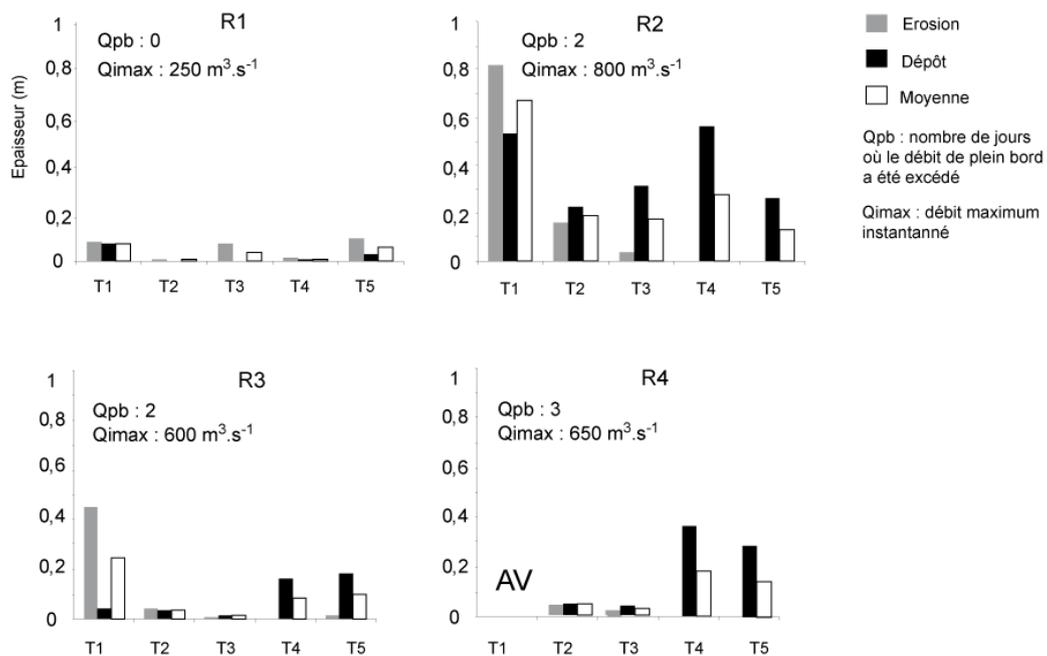


Figure 3.26 - Épaisseur moyenne des couches érodées et remblayées obtenues par les chaînes d'érosion au droit des cinq transects de suivis durant les quatre périodes étudiées (AV : absence de valeur)

Un gradient amont-aval très net est observable dans la répartition des processus de dépôts et érosions du fait de la migration progressive du banc vers l'aval. Les érosions sont effectivement très importantes sur la moitié amont du banc (transect T1 et T2) puis décroissent vers l'aval alors que les dépôts suivent un gradient inverse. Seul le transect T2 connaît un équilibre entre les deux processus (fig. 3.26).

De ces épaisseurs de dépôt et d'érosion, nous avons interpolé des sections érodées et déposées au droit des transects de suivi (tab. 3.8)

Tableau 3.8 - Quantification des sections érodées et déposées par transect

Période	Transect suivi	section érodée (m ²)	section déposée (m ²)
Août 2005-février 2006	T1	0,6	0,6
	T2	0,3	0,05
	T3	4	0,05
	T4	0,2	0,06
	T5	1,5	0,23
Février 2006-juin2006	T1	6,5	10,1
	T2	3	20,1
	T3	0	14,8
	T4	2,1	3,7
Juin 2006- août 2006	T1	1,8	1,2
	T2	0,4	0,4
	T3	0	3,9
	T4	0,1	2,3
Août 2006-août 2007	T1	1	1,9
	T2	0,7	1,9
	T3	0	8,7
	T4	0	6

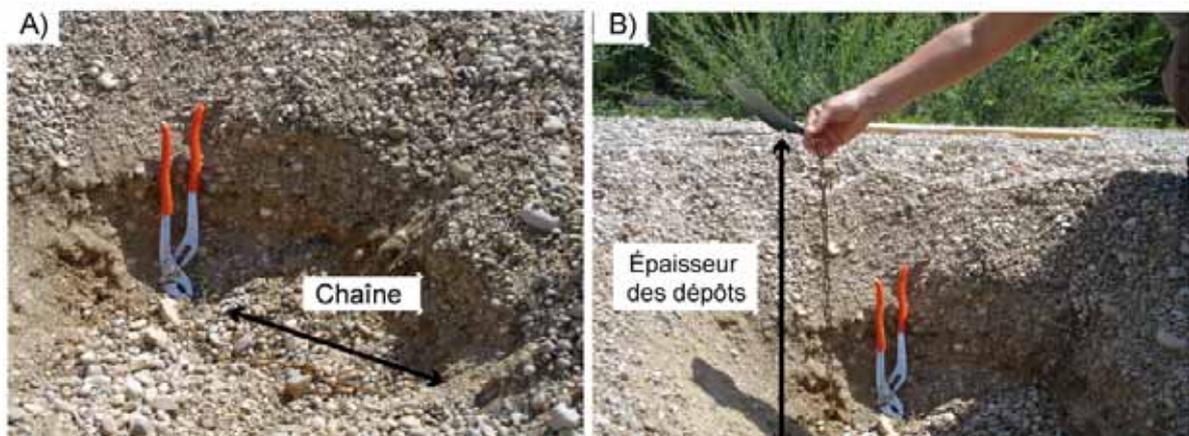
2.1.3. Comparaison des résultats issus des chaînes d'érosion et des mesures topographiques levées au DGPS

La comparaison des résultats fournis par les chaînes d'érosion et par le suivi topographique nous indique une différence de 10 à 18 cm en moyenne par période. Cette erreur globale cumule les erreurs générées lors du levé topographique, de la mesure des érosions puis des épaisseurs de dépôt.

L'erreur générée lors des levés topographiques a pu être déterminée à partir de la comparaison des deux premiers levés (août 2005 et février 2006). Alors que les chaînes d'érosion n'indiquent aucune ou de très faibles modifications topographiques (< 10 cm), la comparaison des profils en travers montre un exhaussement moyen de l'ordre de 10 cm, mais qui n'est pas constant. Cet écart est donc imputable à différents paramètres : mesure de la hauteur de la base fixe, non-verticalité de la base mobile lors de la prise du point, mesure prise en haut ou sur le côté de grosses particules. Chacune de ces erreurs a pu être générée sur chacun des relevés et peut ainsi se cumuler lors des comparaisons diachroniques. De plus, l'ensemble des relevés effectués au DGPS n'est corrigé qu'à

partir d'une seule borne, alors que trois sont nécessaires *a minima* pour obtenir une précision de l'ordre du centimètre.

Des erreurs sont également inhérentes à la méthode des chaînes. Lorsque les dépôts étaient très importants (> 40cm), la recherche de la chaîne d'érosion, malgré toutes les précautions prises, entraîne une déstructuration importante du secteur (photo 3.4). Celle-ci génère, d'une part, des erreurs de détermination des points d'inflexion des chaînes, et ainsi, des amplitudes d'érosion, et d'autre part des erreurs dans la détermination des épaisseurs de dépôt. Les biais méthodologiques pour la détermination des érosions sont les plus importants car nous avons pu établir une meilleure correspondance entre les mesures topographiques et les mesures par chaînes au niveau des transects localisés en queue de banc (T4 et T5), donc enregistrant principalement des dépôts de sédiments, comparativement aux transects amont (T1 et T2).



Photographie 3.4 – (A) Position d'une chaîne d'érosion lors de son exhumation et (B) mesure de la longueur de chaîne après un évènement. Ces photographies illustrent la déstructuration du site après creusement et la difficulté engendrée pour la mesure des épaisseurs de dépôt (clichés personnels)

2.2. Distance de mobilité des particules

Nous avons obtenu un taux de retour moyen de 25 et 36 %, respectivement sur les sites de Varambon et Gévrieux. Ces résultats sont donc encourageants et confirment le potentiel de cette technique pour le traçage des galets dans ce type de cours d'eau. Seules les distances parcourues la première année de suivi (août 2005- août 2006) ont pu être mesurées. Les niveaux d'eau dans le chenal sont restés trop importants pendant l'été 2007 pour avoir pu procéder à de nouvelles mesures. Les résultats sont cependant très variables au droit de chaque section, les taux de retour étant décroissants au fur et à mesure que l'on se rapproche du chenal d'étiage (tab. 3.9), sans rapport avec la taille des traceurs. Ce dernier point confirme les observations faites à partir des traceurs de peinture sur le site de Charnoz-sur-Ain.

Malgré des prospections réalisées sur des linéaires relativement étendus (850 mètres de long sur Varambon, 1500 mètres sur Gévrieux) (fig. 3.27), seuls les traceurs peu mobilisés, déplacés mais restés sur le banc d'introduction, ont été retrouvés. Seules les particules déposées dans les *clusters* les moins exposés ont pu être retrouvées. Dans la mesure où aucune traînée de dispersion n'a été relevée dans les zones de prospection, il est peu probable que les traceurs non retrouvés aient

dépassé les zones de recherche. Sur le site de Varambon, nous pouvons penser qu'ils ont été probablement piégés dans les mouilles profondes, donc non prospectées. Dans le cas de Gévrioux, le charriage étant relativement important, et la couche active épaisse (20 à 30 cm en moyenne), beaucoup de particules équipées ont pu être enfouies trop profondément après leur phase de transport pour pouvoir être détectées à l'aide de l'antenne. Si elles avaient été transportées plus loin que la zone prospectée, nous aurions retrouvé des particules sur des distances intermédiaires. Sur Gévrioux, la quasi-totalité de la bande active a été prospectée hormis une bande de 5-10 mètres de large, trop profonde, localisée au pied de la berge rive gauche.

Tableau 3.9 - Taux de retour des traceurs sur les sites de Varambon et Gévrioux. et ajouter la distance du cluster à la berge.

	Cluster	Nombre de particules retrouvées	Taux de retour par cluster (%)	Taux de retour général (%)	Distance à la berge en rive droite (m)
Varambon	1	0	0	24,6 dont 0	43
	2	1	2	0,6	29
	3	36	72	24	12
Gévrioux	1	29	58	36 dont 7,25	5,5
	2	39	78	9,75	19
	3	3	6	0,75	30
	4	5	10	1,25	36
	5	41	82	10,25	23
	6	23	46	5,75	38
	7	6	12	1,5	52
	8	0	0	0	66

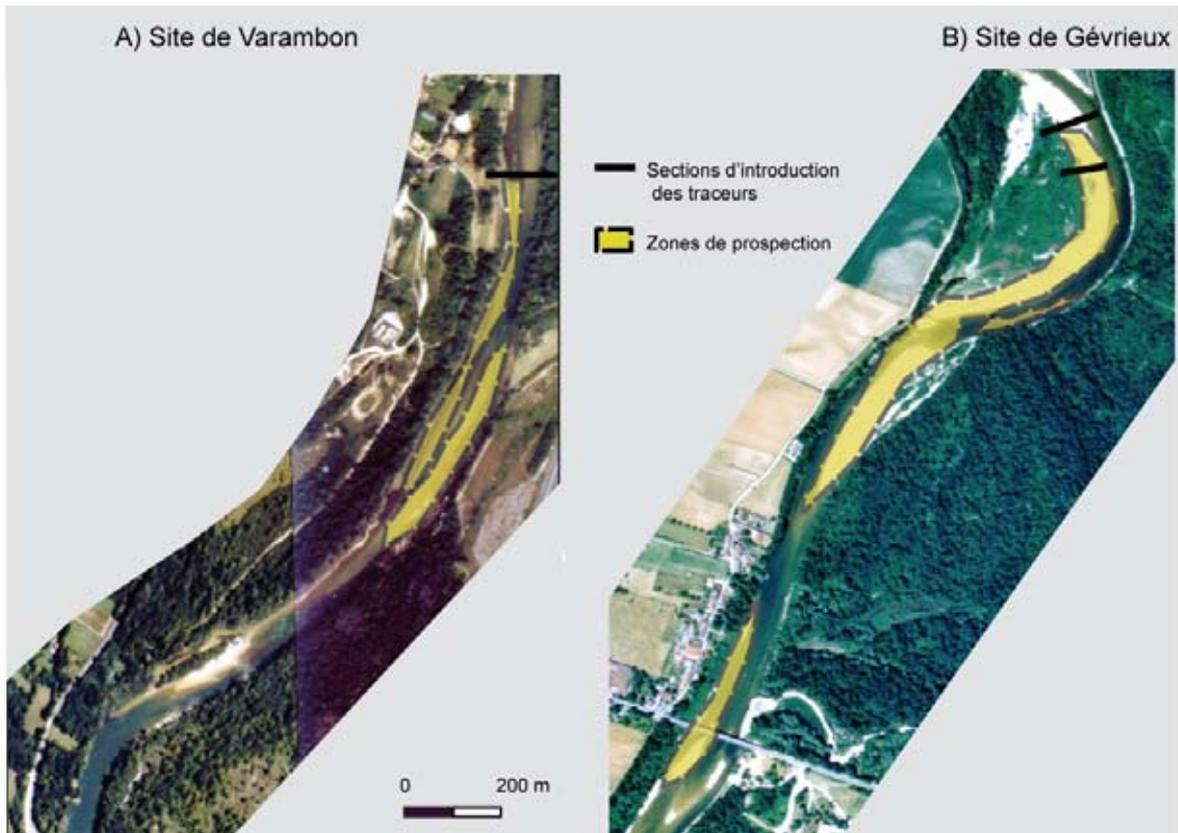


Figure 3.27 - Zones de prospection pour la relocalisation des traceurs (A) sur le site de Varambon et (B) sur le site de Gévrieux

Les distances de transport sont de l'ordre de 40 mètres en moyenne un an après que les traceurs aient été mis en place (tab. 3.10). Les distances maximales sont supérieures à une centaine de mètres et elles ont été parcourues par des particules de 90 mm d'axe b sur les sites de Varambon et de 68 mm sur le site de Gévrieux.

Tableau 3.10 - Distance parcourue par les traceurs sur les sites de Varambon et Gévrieux (AV : absence de valeur)

	Cluster	Distance moyenne (m)	Distance maximum (m)	Distance minimum (m)	D ₅₀ initial (mm)	D ₅₀ des particules mobilisées (mm)
Varambon	1	AV	AV	AV	89	89
	2	46	46	46	98	99
	3	6,09	96	0,3	103	106,6
Gévrieux	1	51,91	106,55	1,22	77,42	81
	2	42,12	153,28	1,48	76,19	82
	3	80,33	118,93	13,55	77,48	79
	4	73,4	95,21	51,41	77,96	93
	5	18,22	41,06	2,46	74,56	78
	6	15,58	66,04	0,11	77,42	75
	7	22,43	40,47	11,47	75,38	72
	8	AV	AV	AV	80,12	80,12
Moyenne		39,6	84,8	14,2	81,9	85,1

Ces distances semblent faibles comparées à certains résultats référencés par les autres auteurs. Ainsi, lors de tests en canal expérimental, Pyrcce et Ashmore (2003) ont observé qu'après des débits

morphogènes, 55 à 75 % des traceurs introduits ont été déposés sur le premier banc en aval et seulement 15 % au-delà. Cette observation aurait dû nous conduire, sur l'Ain, à des distances de l'ordre de 450 mètres. Nos valeurs sont cependant cohérentes avec les résultats d'autres travaux, comme celles issues des traçages réalisés dans le canal de Miribel (Petit *et al.*, 1996) où la distance observée a été d'un peu plus de 100 m. Les particules sont, dans ce cas, restées dans la même unité morphologique. La superposition des MNT levés en août 2005 et août 2006 et des trajectoires des traceurs nous permet de constater que toutes les particules ont effectivement quitté une zone d'érosion pour se déposer sur la première zone de dépôt rencontrée (fig. 3.28). Nous entrons ainsi dans le cadre d'observations effectuées par de nombreux auteurs (Ferguson et Ashworth, 1992 ; Ferguson *et al.*, 1992 ; Goff et Ashmore, 1994 ; McLean et Church, 1999, ; Eaton et Lapointe, 2001) qui ont démontré la relation entre distance moyenne de transport et distance moyenne entre zones d'érosion et zones de dépôt. Nous observons également que les particules déposées en amont du banc ont parcouru des distances plus grandes, car elles ont été soumises à des vitesses plus conséquentes. Elles ont néanmoins été retrouvées au même niveau que les particules introduites plus en aval.

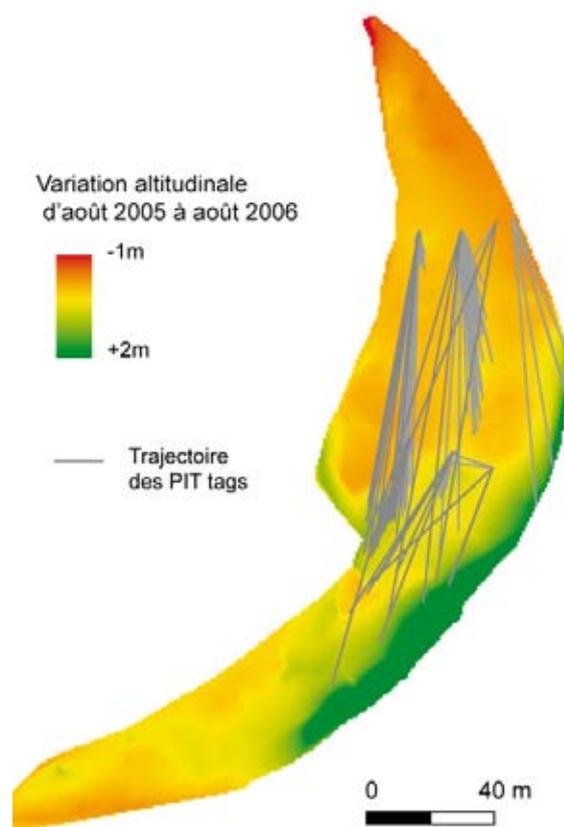


Figure 3.28 - Trajectoire des traceurs et évolution morphologique du banc de galets de Gévrioux

2.3. Calcul des volumes de sédiments transportés

Les volumes moyens par transect ont été calculés à partir de la moyenne des superficies des sections érodées et déposées, et des distances moyennes parcourues par les traceurs introduits au plus proche de chaque transect considéré (tab. 3.11). Ces valeurs ont ensuite été corrigées afin d'intégrer la porosité des sédiments et la part de la fraction fine. Ces paramètres de correction ont été définis précédemment (*cf.* chapitre 3 partie 1).

Dans le cadre des applications antérieures de cette méthode, les auteurs (Laronne *et al.*, 1992 ; Liébault, 2003) distinguaient les volumes de sédiments provenant de l'amont et déposés sur le site étudié des volumes de sédiments qui étaient exportés depuis ce site. Ils établissaient ensuite la moyenne des volumes induits par les deux processus, érosions et dépôts, et calculaient un transport solide moyen par section. Dans notre cas, les mesures proviennent de suivis effectués sur un banc de convexité et nous avons pu observer que certains transects (T3, T4 et T5) ne connaissent que des dépôts et pas d'érosion. Travailler à partir d'un transport solide moyen tend, dans ce cas, à sous-estimer le transport réel. Sur ces trois transects, seuls les dépôts ont donc été pris en considération.

Tableau 3.11 - Volumes annuels de sédiments transportés mesurés à partir des chaînes d'érosion au droit des transects et extrapolés à l'ensemble de la largeur de la bande active, sur la période 2005-2006 (en grisé) et 2006-2007

Sections	Distance moyenne (m) ¹	Volumes mesurés entre 2005 et 2006 (m ³ .an ⁻¹)		Volumes mesurés entre 2006 et 2007 (m ³ .an ⁻¹)	
		Au droit des transects	Pour 100 m de bande active	Au droit des transects	Pour 100 m de bande active (m ³)
S1	62	28	139	0	0
S2	62	473	945	71	142
S3	20	372	572	19	30
S4	20	288	959	132	441
S5	20	114	569	92	461
Moyenne		255	637	63	215

¹: T1 et T2 correspondent au cluster C1 à C4, et T3 à T5 aux clusters C5 à C7

Ces résultats indiquent que le transport solide moyen annuel sur l'ensemble de la bande active au droit du banc de Gévrieux a été de 637 m³ sur la période 2005-2006 et 215 m³ sur la période 2006-2007. Si nous ne considérons que les valeurs des sections effectivement dynamiques (S3 à S5) ces valeurs sont de l'ordre de 760 et 450 m³.an⁻¹. Nous pouvons supposer que ces valeurs sous-estiment le transport solide réel, étant donné qu'elles ne considèrent pas nécessairement les transferts de sédiments qui interviennent sur les parties les plus dynamiques de la section du cours d'eau. De plus, les valeurs enregistrées par les chaînes d'érosion correspondent à plusieurs événements hydrologiques consécutifs, ce qui constitue un biais supplémentaire.

L'épaisseur de la couche active mesurée au droit de Varambon étant nulle, nous considérons que le transport solide correspondant aux débits observés est lui aussi quasiment nul. Ces premiers résultats sont cependant à relativiser étant donné qu'une grande majorité (75 %) des traceurs déposés sur ce transect ont été mis en mouvement et n'ont pu être relocalisés.

3. Discussion

Les méthodes que nous avons appliquées (chaînes d'érosion et *PIT tags*) nous ont permis de déterminer le volume du transport solide moyen annuel intervenu au droit de deux sites, Varambon et Gévrieux, dont le fonctionnement sédimentaire est très contrasté. Les résultats obtenus indiquent de faibles volumes (maximum $950 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) car la période étudiée présente une faible hydraulicité. De plus, dès la seconde année d'observation, les mesures effectuées n'étaient plus représentatives de la dynamique de la bande active du fait de son déplacement (fig. 3.29A).

Ces techniques de mesure, déjà appliquées dans d'autres contextes, semblent ici validées concernant les suivis annuels. Cependant, dans un contexte de cours d'eau à méandres mobiles, nous observons qu'elles présentent de nombreuses limites pour des suivis à court terme (plus d'un an). D'une part, il est difficile d'équiper l'ensemble de la bande active et, donc, d'avoir une bonne représentativité de l'ensemble des sections. D'autre part, du fait de la migration progressive des bancs de galets, nous avons constaté en l'espace de deux ans, que :

- les chaînes ne sont plus sur les parties dynamiques des sections en travers (fig. 3.29A). Il est nécessaire de prolonger chaque année la section étudiée en ajoutant des chaînes supplémentaires. Dès la période 2006-2007, nous ne quantifions plus le transport solide au droit des secteurs les plus actifs ;
- les *PITs*, qui se sont déplacés au niveau de la partie interne sont sortis de la partie dynamique du banc et sont, à présent, sur des surfaces en cours de colonisation végétale (fig. 3.29B). Peu de traceurs introduits au bord du chenal ont pu être retrouvés. Il est ainsi difficile de déterminer la zone optimale pour le placement des traceurs.

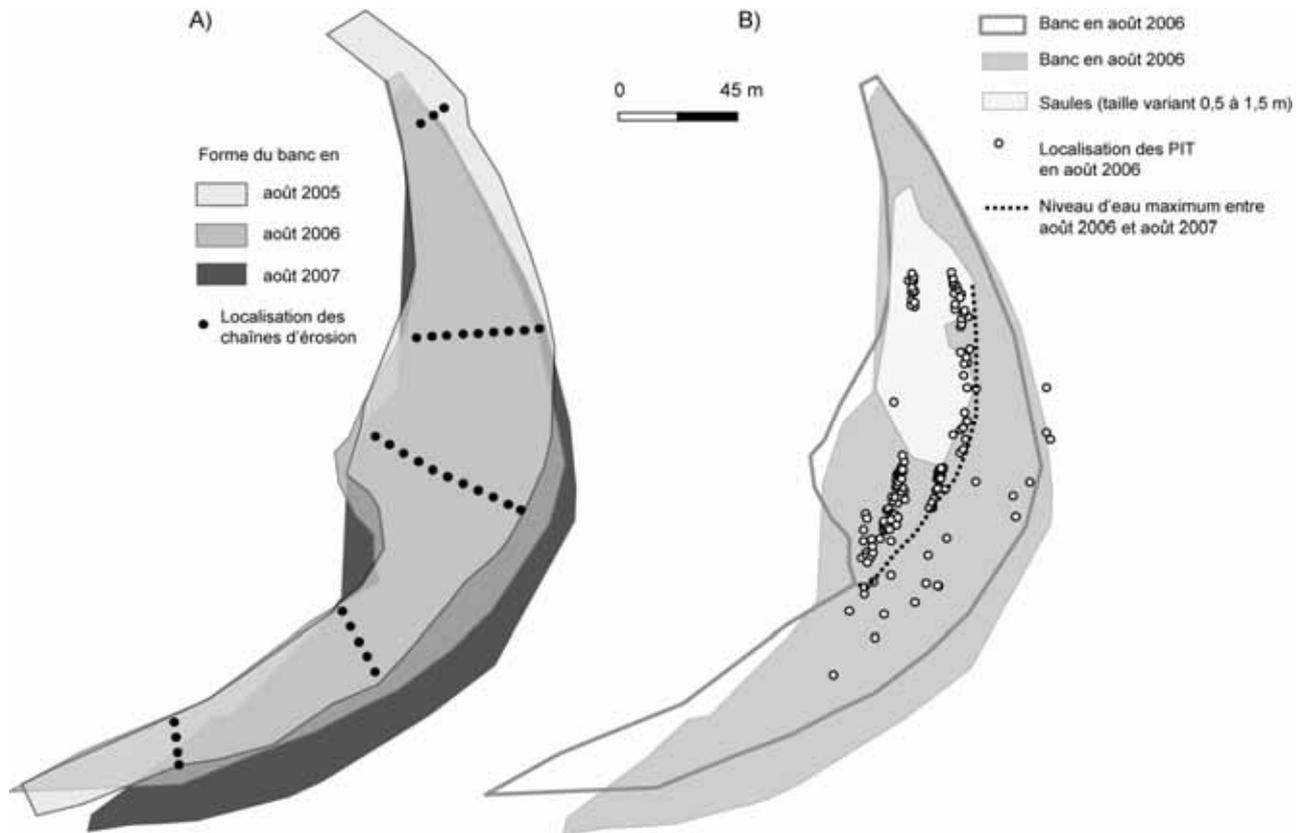


Figure 3.29 - Étude d'un banc de convexité mobile équipé (A) de chaînes d'érosion et (B) de traceurs de type PIT tags

Notre test méthodologique concernant l'utilisation des *PIT tags* permet, cependant, de mettre en avant deux points intéressants (Rollet *et al.*, sous presse).

Nous avons tout d'abord obtenu un taux de retour de 36 % qui, s'il est inférieur à celui observé sur de plus petits cours d'eau, est comparable avec celui mesuré dans un environnement littoral (Allan *et al.*, 2006) et reste largement supérieur à ceux obtenus au moyen des techniques testées précédemment (environ 0,4 % avec la technique des particules peintes). Ces résultats sont encourageants et confirment le potentiel intéressant de cette technique pour le traçage dans les plus grands cours d'eau, si tant est que les particules puissent être suivies par un opérateur à pied. Par ailleurs, il est important de souligner que les particules qui n'ont pas pu être actuellement relocalisées ne sont pas complètement perdues. Elles peuvent ainsi réapparaître lors de suivis ultérieurs après un nouveau remaniement du lit consécutif à de nouvelles crues. Texas Instruments assure ainsi que les *PITs* ont une durée de vie de 50 ans, même si ceci n'a pas encore été évalué dans des conditions naturelles.

De plus, l'utilisation des *PIT tags* permet de connaître les trajectoires individuelles des particules (fig. 3.30). Cette propriété offre l'opportunité de mieux comprendre les logiques de dispersion spatiale des sédiments sans pour autant perturber le lit des cours d'eau. La préservation des structures morphologiques, lors de la collecte de l'information, permet ainsi d'étudier les relations entre le transport sédimentaire et les formes fluviales. De plus, l'analyse des trajectoires des particules montre bien comment se répartit la charge en termes de transferts aval et de stockage latérale. Nous avons ainsi pu observer, sur le site de Gévrioux, que les particules déposées en amont du banc ont parcouru

les distances les plus importantes car elles ont été soumises à des vitesses plus importantes (fig. 3.30B). Elles ont néanmoins été retrouvées au même niveau que les particules introduites plus en aval. Ceci met en lumière la dynamique morphologique d'un banc de convexité même si cela souligne, par ailleurs, les limites de cette technique dans le cas de cours d'eau mobile où les formes d'accumulation se stabilisent pour des années. Cette dernière observation est néanmoins intéressante dans la mesure où elle permet de déterminer quelles sont les masses sédimentaires qui se fixent en devenant lit majeur et celles qui sont réinjectées dans le transport. Cette approche devrait permettre de renouveler la réflexion concernant le transport solide et la recharge latérale par érosion en comprenant mieux les échanges sédimentaires qui existent entre le lit majeur et le lit mineur. Dans ce contexte, ce n'est pas forcément le taux de retour qui est le critère le plus important, étant entendu qu'il est essentiel d'injecter un grand nombre de traceurs pour être assuré de pouvoir observer les trajectoires de migration, mais bien le sens des déplacements et le lien qui existe entre celui-ci et les changements morphologiques du lit. C'est un point de plus à mettre à l'actif de cette technique et qui mérite à l'avenir plus de travaux.

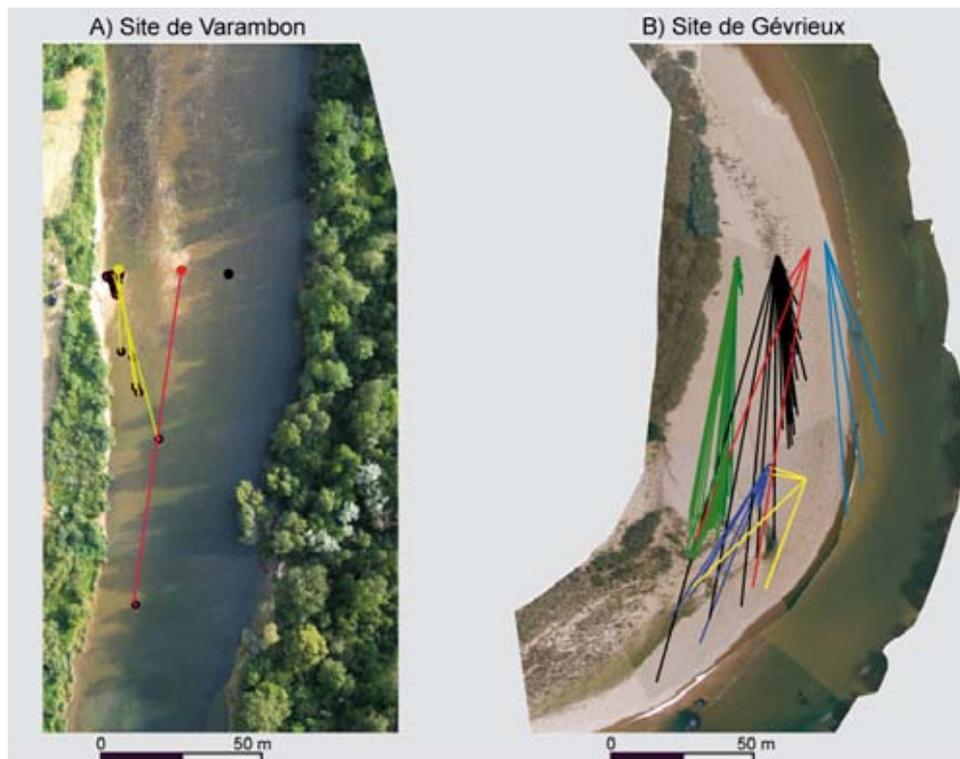


Figure 3.30 - Trajectoire de migration des traceurs retrouvés sur les sites de (A) Varambon et (B) Gévrioux

Estimation de la capacité de transport par tronçon morphologiquement homogène

A/ Détermination des capacités de transport : principe et méthode

1. Définitions et objectifs
2. Matériel et méthode
3. Sélection des données utilisées dans le cadre de l'application des équations de transport solide
4. Variabilité liée à la mesure des paramètres
5. Sensibilité des capacités de transport à la variabilité des paramètres

B/ Capacité de transport de l'Ain par secteur homogène

1. Validation des équations de transport solide
2. Capacités de transport déterminées par les équations d'Einstein et Schoklitsch
3. Prise en compte des débits-seuils de mise en mouvement observés
4. Variabilité interannuelle des capacités de transport

C/ Discussions et conclusion

1. Validations et limitations méthodologiques
2. Complémentarité des approches par budget sédimentaire et par capacité de transport
3. Evaluation du déficit sédimentaire de la basse vallée de l'Ain

A/ Détermination des capacités de transport : principe et méthode

1. Définitions et objectifs

Les capacités de transport correspondent aux valeurs de débit solide maximal transitant dans un tronçon homogène en équilibre dynamique. Elles peuvent être évaluées à partir des formules classiques de transport solide (Ramez, 1995). Contrairement au transport solide réel, ces capacités sont assimilées à un débit solide à l'équilibre et ne sont pas limitées par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée, c'est-à-dire la fourniture sédimentaire.

Le but n'est pas ici de développer un outil de modélisation du transport solide mais d'appliquer les formules de transport solide classiques au droit de sections en travers à l'aide d'un outil commercialisé et d'en tester les précautions d'usage et les limitations. L'objectif de cette partie est de déterminer les capacités de transport du cours d'eau sur les mêmes périodes que celles sur lesquelles nous avons estimé le budget sédimentaire et réalisé les traçages, dans le but de comparer les ordres de grandeur des valeurs produites par les différentes approches. Ces résultats permettront également d'apporter des éléments que nous n'avons pas pu quantifier lors des précédentes approches (ex : apports sédimentaires au Rhône).

2. Matériel et méthode

2.1. Principe général

Les équations de transport solide sont nombreuses, la première ayant été proposée par du Boys en 1879 (Gomez et Church, 1989). Ces formules sont basées sur la reconnaissance de l'existence d'une relation spécifique entre les variables hydrauliques, les paramètres sédimentaires et le volume de charge solide transporté. Schématiquement, leur conception repose sur quatre approches principales (Gomez et Church, 1989) : (i) la contrainte de cisaillement (ex : du Boys, 1879), (ii) le débit du cours d'eau (Schoklitsch, 1934), (iii) la fonction stochastique (aléatoire) du mouvement des sédiments (ex : Einstein, 1950), (iv) la puissance hydraulique (ex : Bagnold, 1980).

Toutes ces approches intègrent les mêmes variables hydrauliques que sont la vitesse moyenne, la profondeur, la pente d'énergie, le débit et la taille des sédiments. La contrainte de cisaillement peut ainsi être présentée comme le produit de la pente et de la profondeur, la puissance hydraulique comme le produit de la vitesse et de la contrainte. Toutes ces variables sont, elles-mêmes, fortement inter-corrélées, sauf peut-être la pente qui ne présente pas de changements importants sur un site particulier. A partir de ces approches, une multitude d'équations ont été dérivées en utilisant des jeux de données souvent disparates et d'expérimentations en canal artificiel. Gomez et Church (1989) considèrent ainsi que les équations ont proliféré sans que les principes de base n'aient été consolidés. En conséquence, aucune équation ne fait l'unanimité que ce soit de manière générale ou dans des conditions d'applications particulières. De fait, les résultats obtenus restent discutables (Wilcock, 2001).

2.2. Démarche méthodologique et outil

Dans le cadre d'une collaboration avec des chercheurs de l'université de Florence (M. Rinaldi et C. Simoncini), nous avons été amenés à travailler avec le logiciel SAM (*Stable channel Analytical Model*). Ce logiciel a été développé depuis la fin des années 1980, dans le cadre d'un programme de recherche "Flood control channels research Program" conduit par l'US Army Corps of Engineers. Nous avons utilisé deux des trois modules proposés :

- SAM.hyd : un module hydraulique qui permet le calcul de plusieurs paramètres hydrauliques en fonction de débits à définir ;
- SAM.sed : un module de calcul de capacités de transport solide correspondant à des débits à définir.

Ce programme ne peut pas être considéré comme un outil de modélisation, dans le sens où il ne permet pas une évaluation des caractéristiques hydrauliques et de transport solide sur l'ensemble d'un tronçon, mais seulement sur une section représentative de ce tronçon. Les algorithmes de calcul du logiciel ne permettent pas la détermination des changements altimétriques du fond du lit (érosions, dépôt) et autorisent uniquement le calcul de capacités de transport basé sur des paramètres hydrauliques. Nous l'avons utilisé sur 10 sections en travers géomorphologiquement caractéristiques des dix secteurs homogènes précédemment définis (cf. préambule méthodologique)

Notre démarche comporte ainsi trois étapes (fig. 3.31)

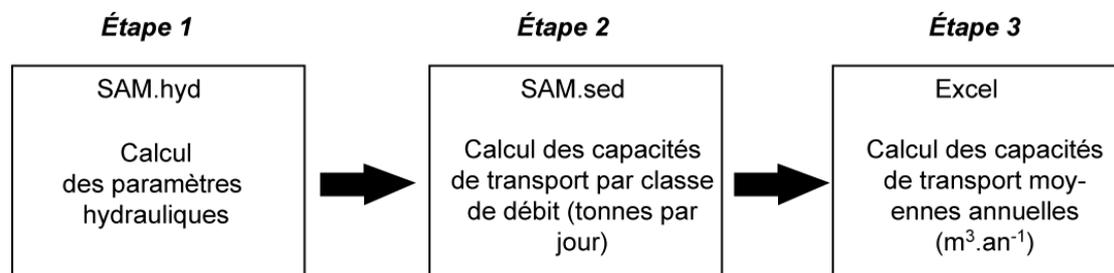


Figure 3.31 – Étapes méthodologiques pour le calcul de la capacité de transport

La première étape consiste à calculer différents paramètres hydrauliques (rayon hydraulique, pente de la ligne d'énergie, nombre de Froude...), dans le cadre d'un écoulement uniforme en fonction de classes de débit au droit d'une section, dont la géométrie et la rugosité sont déterminées par l'opérateur.

La seconde étape consiste à calculer le débit solide à partir des paramètres hydrauliques calculés par le module précédent ou spécifiés par l'utilisateur. Le logiciel permet l'application d'équation de transport solide à l'ensemble d'une section et n'intègre donc aucune variabilité spatiale ou temporelle

de la distribution granulométrique. Ce module permet de définir des capacités de transport en tonnes par jour, correspondant à des valeurs de débits moyens journaliers spécifiés par l'opérateur.

En multipliant ces capacités de transport par la fréquence annuelle de ces débits moyen journaliers, nous obtenons une capacité de transport moyenne annuelle. Ces résultats sont ensuite convertis en $m^3.an^{-1}$.

2.3. Sélection et présentation des formules de transport solide

Le module « transport solide » de Sam propose l'application de 20 formules différentes permettant d'étudier le transport en suspension, celui de la charge de fond ou les deux. Nous avons donc dû déterminer des critères de sélection afin de définir les équations les plus adaptées à notre objectif. Deux critères exclusifs ont été retenus :

- la capacité des formules à n'estimer le transport que de la charge de fond,
- la correspondance entre les domaines de développement et d'application des équations et les caractéristiques hydro-géomorphologiques de l'Ain.

Chaque équation a été développée dans des conditions limites particulières qu'il est ainsi important de respecter dans le cadre de leur application (Beschta, 1987). Parmi les formules permettant l'estimation des capacités de transport de la charge de fond, quatre équations, élaborées dans des conditions spécifiques proches des caractéristiques de l'Ain (tab. 3.12), ont été retenues : Meyer Peter et Müller (1948), Einstein (1950), Schoklitsch (1934) et Parker (1990). Il faut cependant noter que ces formules, hormis la formule de Parker, ont été développées dans des canaux expérimentaux dont les largeurs et profondeurs restent très inférieures à celle de l'Ain.

Tableau 3.12 - Caractéristiques hydro-géomorphologiques de l'Ain et domaines d'application des équations sélectionnées (d'après Toffaleti, 1968 et Brownlie, 1981)

Paramètres	Ain	MPM (flume)	Einstein (flume)	Schoklitsch (flume)	Parker (rivière)
Granulométrie (D50 en mm)	15,49-38,06	0,4-29	0,78-29	0,3-4,9	18-28
Masse volumique des sédiments	2,65	1,25-4,2	nr	nr	2-102
Vitesse ($m.s^{-1}$)	nr	0,36-2,86	0,27-2,86	0,24-1,4	0,79-1,1
Profondeur (m)	2,58-5	0,01-1,2	0,009-1,09	0,011-0,22	0,30-0,45
Pente (m/km)	0,8-1,43	0,4-20	0,37-18	0,12-55	9,7-11
Largeur (m)	74-160	0,15-2	0,2-2	0,07-0,6	4,8-6,09
Température de l'eau (C°)	nr	nr	nr	nr	5-6

nr : non renseigné

Les équations dérivées appliquées dans le cadre de l'utilisation du logiciel ne sont malheureusement pas présentées. Nous n'introduirons donc ici que la forme initiale de ces équations.

Notations

γ masse volumique du fluide (kg/m^3)
 γ_s masse volumique des sédiments (kg/m^3)
 Q_b débit efficace ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 Q débit liquide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
 K_B rugosité du lit
 K_G rugosité des grains
 Y profondeur (m)
 S pente de la ligne d'eau (m/m)
 D taille caractéristique des sédiments (m)
 g accélération de la pesanteur ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)
 u vitesse d'écoulement (m/s)
 W^* Charge de fond totale adimensionnelle (formule de Parker)
 ϕ_{50} rapport $\tau_{50}^* / \tau_{r50}^*$ (équation de Parker)
 τ_{r50}^* valeur de référence pour τ_{50}^* (équation de Parker)
 τ_{50}^* contrainte de Shields correspondant aux matériaux de subsurface de taille D_i

D_{50sub} taille médiane des particules de subsurface (m)
 ϕ_i^* Intensité du transport solide pour une taille de sédiment donnée (formule d'Einstein)
 P_i poids correspondant à la i ème classe de taille
 D_i taille moyenne des particules d'une classe de taille donnée (m)
 i_{bi} transport solide spécifique correspondant à une classe de taille donnée
 ξ_i facteur de dissimulation correspondant à une classe de taille
 R_b Rayon hydraulique correspond à la résistance du lit (m)
 ψ_i^* intensité de la contrainte de cisaillement pour une classe de taille donnée (équation d'Einstein)
 q_s transport solide spécifique ($\text{kg/m}^3/\text{m}$)

2.3.1. Meyer Peter et Müller (1948)

Cette équation est basée sur l'utilisation des forces tractrices. Elle ne peut en aucun cas être utilisée dans le cas de cours d'eau dont la charge en suspension est trop importante (ASCE, 1975, cité dans Gomez et Church, 1989).

$$q_s = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \left[\frac{(Q_b / Q)(K_B / K_G)^{3/2} Y S - 0.047 \{(\gamma_s - \gamma) / \gamma\} D}{(0.25 / \gamma)(\gamma / g)^{1/3}} \right]$$

Où

$$K_B = u / Y^{3/2} S^{1/2} \text{ et } K_G = 26 / D_{90}^{1/6}$$

Il s'agit d'une équation développée pour prendre en compte l'ensemble des distributions granulométriques et non un seul paramètre représentatif même si elle est souvent utilisée ainsi. De nombreuses études ont montré que cette formule conduisait souvent à une sous-estimation significative du transport solide des grands cours d'eau à galets (Martin, 2003 ; Martin et Ham, 2005). De plus, lors d'une étude du transport solide menée sur l'Oak Creek, Parker *et al.* (1982) notent que la formule de MPM montre une faible performance et qu'il n'y a aucun moyen d'ajuster la relation à l'aide d'une taille « efficace » de sédiment pour mieux l'adapter à leur contexte. Ils ne la recommandent donc pas. Nous l'avons cependant conservée car elle a été utilisée pour le développement du modèle RubarBE par le Cemagref de Lyon avec lequel nous collaborons dans le cadre d'un programme de

recherche financé par la région Rhône-Alpes. De plus, cette équation a déjà été utilisée avec succès dans le bassin versant du Rhône (De Linares, 2007).

2.3.2. Parker (1990)

Il s'agit d'une version de l'équation originale de Parker *et al.* (1982) dérivée pour intégrer l'ensemble des distributions granulométriques. Selon ses auteurs, elle est restreinte à des cours d'eau de taille petite à moyenne, dont le fond est principalement constitué de galets. Leur pente doit être raide ou au moins modérée et leur débit solide ne doit pas être dominé par les fractions sableuses (Parker *et al.*, 1982, cité dans Gomez et Church, 1989). Cette équation peut être utilisée dans le cas d'une granulométrie très hétérométrique.

$$q_s = 1400(W^* g^{1/2} YS^{3/2} / \gamma_s)$$

Où

$$W^* = 0.0025 \exp[14.2(\phi_{50} - 1) - 9.28(\phi_{50} - 1)^2] \text{ si } 0.95 < \phi_{50} < 1.65$$

$$W^* = 11.2[1 - (0.822 / \phi_{50})]^{9/2} \text{ si } \phi_{50} > 1.65$$

$$\phi_{50} = \tau_{50}^* / 0.0876$$

$$\tau_{50}^* = [\gamma / (\gamma_s - \gamma)] YS / D_{50sub}$$

Sur les recommandations des concepteurs du logiciel SAM, les caractéristiques sédimentaires renseignées pour cette équation doivent être représentatives de la couche de surface et non de celle de subsurface.

2.3.3. Einstein (bedload) (1950)

Elle est basée sur une fonction stochastique définie par la probabilité de mouvement d'une particule pour des conditions hydrauliques données (Gomez et Church, 1989).

$$1 - (1 / \pi^{1/2}) \int_{-0.143\psi_i^{*-2}}^{0.143\psi_i^{*-2}} e^{-t^2} dt = \frac{43.5\phi_i^*}{1 + 43.5\phi_i^*}$$

Où

$$\phi_i^* = (1 / P_i)(i_{bi} / \gamma_s) \left[\frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \cdot \frac{1}{gD_i} \right]^{1/2}$$

$$\psi_i^* = \xi_i y \left[\frac{\log 10.6}{\log \left(\frac{10.6 x D_i}{D_{65}} \right)} \right]^2 \cdot \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma R_b S}$$

$$q_s = \sum_{i=1}^n i_{bi}$$

Cette fonction intègre la distribution granulométrique complète pour le calcul des volumes de sédiments charriés. Dans l'équation utilisée dans SAM, le facteur d'imbrication (ξ_i) a été modifié d'après les travaux de Pemberton (1972) et Shen et Lu (1983). La gamme de données à partir desquelles la formule a été calée est assez restreinte (El Kadi, 2006). Einstein ne présentait pas cette équation comme étant universelle. De plus, la loi d'Einstein est basée sur une approche probabiliste qui suppose que la fluctuation des paramètres suit une loi normale. Cette hypothèse reste cependant critiquée par de nombreux chercheurs (Sèchet et Le Guennec, 1999, cité par El kadi, 2006).

2.3.4. Schoklitsch (1934)

Il s'agit à l'origine d'une équation ne considérant qu'une seule taille de sédiment caractéristique (équation 3.9) modifiée par les concepteurs de SAM pour des calculs à partir de l'ensemble des distributions granulométriques. Elle est applicable sur les cours d'eau à sables ou à galets qui ne présentent pas de transport en suspension significatif.

$$q_s = \sum_{i=1}^n P_i \left(7000 S^{3/2} / D_i^{1/2} \right) \left[Q - (1.944 \times 10^{-5} D_i / S^{4/3}) \right]$$

Les équations de transport solide sont des outils qu'il convient d'appliquer avec la plus grande précaution. Les résultats obtenus dépendent non seulement des différences qui existent entre les données du site expérimental sur lequel la formule a été étalonnée et celle du site sur lequel on intervient, mais aussi de la qualité des données utilisées pour leur application. Il est donc nécessaire de déterminer chacun des paramètres de façon à ce qu'ils soient les plus représentatifs possible des secteurs sur lesquels les formules sont appliquées.

3. Sélection des données utilisées dans le cadre de l'application des équations de transport solide

Les données à acquérir pour appliquer les formules de transport solide sont multiples. Il est important de définir correctement ces paramètres car les équations sont très sensibles aux variations de chacun d'eux (Gomez et Church, 1989) : la géométrie (la largeur, la pente), la granulométrie, la rugosité et les débits.

3.1. Géométrie des sections

3.1.1. Profils en travers

La section de référence devant être représentative des caractéristiques moyennes de chaque secteur, la largeur et la géométrie (section dissymétrique ou non) représentatives ont été déterminées par secteur à partir des profils topographiques transversaux levés en 2004 (données provenant du Cemagref de Lyon). Une fois les caractéristiques moyennes identifiées, nous avons sélectionné les profils en travers s'en approchant le plus.

Nous avons pu observer que le niveau de détail de la description de la géométrie du profil n'influe pas fortement sur les résultats (fig. 3.32). Au-delà de 10 points topographiques par section, les résultats sont quasiment inchangés. Nous avons donc utilisé une topographie retranscrivant les ruptures principales de la section avec une résolution de 0,13 points par mètre en moyenne, soit 14 à 20 points par section.

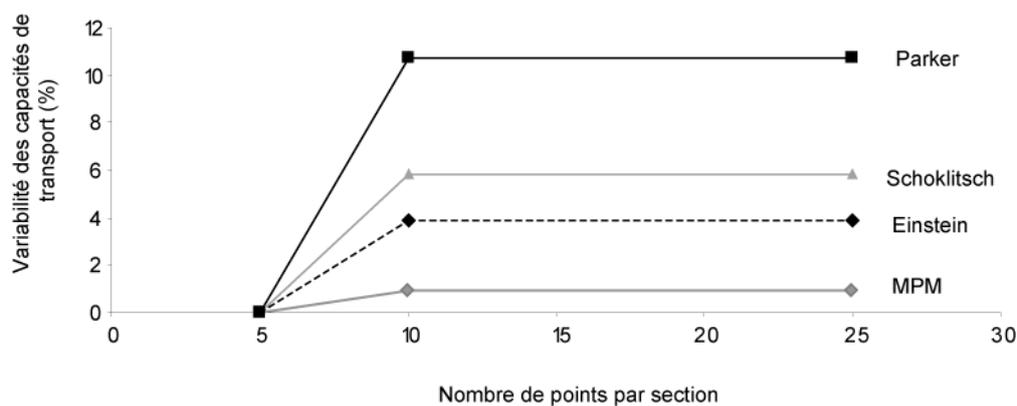


Figure 3.32 –Variabilité des capacités de transport (%) en fonction du niveau de détail de la description de la géométrie des sections en travers

3.1.2. Pente

La pente a, en revanche, été un paramètre plus délicat à déterminer. Nous l'avons défini à partir de la pente de la ligne d'eau d'étiage du profil de 1999, les débits lors des levés des profils de 2004 étant beaucoup trop variables pour que les lignes d'eau soit exploitables.

Trois méthodes de détermination de la pente moyenne par tronçon ont été testées (tab. 3.13) :

- Différence altimétriques entre les points en amont et en aval de chaque secteur (méthode A),
- Différence altimétrique entre une valeur moyenne (sur 10 points soit environ 1 km) en amont et en aval de chaque secteur (méthode B) et,
- Détermination à partir des pentes de droite de régression linéaire définies par secteur (méthode C).

Nous constatons que les pentes issues de ces trois méthodes varient peu. Les différences sont particulièrement faibles (6 % en moyenne) entre l'utilisation de la valeur moyenne ou de la pente de droite de régression.

Tableau 3.13 – Valeurs de pentes (m/km) par secteur déterminées à partir des trois méthodes d'après le profil de ligne d'eau de 1999

Méthode	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	moyenne
(A)	1,7	1,1	1,1	0,7	1,1	1,2	1,2	1	1,2	1,1	1,1
(B)	1,4	1,1	1,2	0,8	1,3	1	1,3	1	1,3	1,4	1,2
(C)	1,4	1,1	1,2	0,8	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2
différence A-B (%)	18	0	-9	-14	-18	17	-8	0	-8	-27	-5,1
différence B-C (%)	0	0	0	0	8	-20	8	-10	15	7	0,8
différence A-C (%)	18	0	-9	-14	-9	0	0	-10	8	-18	-3,5

La première méthode a été écartée, car il suffit qu'un des points en amont et aval corresponde à un contexte très particulier (seuil, zone d'affleurement rocheux) pour que la valeur de la pente en soit affectée. Nous avons préféré retenir la méthode des droites de régression car elle retranscrit probablement le mieux la tendance générale.

3.2. Caractéristiques sédimentaires des sections

Nous avons utilisé les données granulométriques volumétriques présentées précédemment (cf. chapitre 2 partie 2 et chapitre 3 partie 1) tronquées à 2 mm pour ne considérer que les sédiments effectivement concernés par le transport par charriage. Caractérisant la couche de subsurface, ces valeurs ne prennent pas en compte le pavage de surface et sont donc plus représentatives de la charge de fond (Ramez, 1995). Étant donné les ressemblances entre certaines distributions, les difficultés d'accès à certains sites (S1) et le temps nécessaire à la collecte et au traitement de ce type de données, seuls six échantillons ont été réalisés pour caractériser les dix secteurs considérés (tab. 3.14). Nous avons sélectionné les sites dont la distribution granulométrique de tête de banc s'approchait le plus des distributions moyennes par secteur.

Tableau 3.14 – Caractéristiques des distributions granulométriques attribuées à chaque tronçon

Parcelle granulométrique	Priay	Villette	Gévrieux	Mollon	Chazey	Villette	Gévrieux	Gourdans	Chazey
	S1 et S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
D10	4,43	7,80	5,99	6,52	3,86	7,80	5,99	2,87	3,86
D16	7,08	11,87	9,92	10,45	6,17	11,87	9,92	4,59	6,17
D25	13,35	15,27	13,80	14,54	9,97	15,27	13,80	7,17	9,97
D50	38,06	26,43	26,13	21,91	17,98	26,43	26,13	15,49	17,98
D75	100,75	42,89	47,40	33,69	28,79	42,89	47,40	26,96	28,79
D84	125,71	53,32	62,37	41,03	34,33	53,32	62,37	39,15	34,33
D90	148,39	61,24	79,93	47,18	40,09	61,24	79,93	59,96	40,09
Skewness	-0,20	-0,13	-0,10	-0,15	-0,28	-0,13	-0,10	-0,12	-0,28
Kurtosis	0,91	1,05	1,11	1,24	1,16	1,05	1,11	1,21	1,16
Sorting	2,07	1,08	1,33	0,99	1,24	1,08	1,33	1,55	1,24

Les écarts granulométriques observés ici entre les secteurs confirment les caractéristiques mises en avant lors de la sectorisation. La granulométrie des deux secteurs amont (S1 et S2) est nettement plus grossière.

L'ensemble des secteurs présente une distribution très hétérométrique (*sorting* > 1), particulièrement sur S1-S2, secteur pavé où la structure sédimentaire en place est dominée par de grosses particules et où les interstices sont comblés par une matrice sableuse.

3.3. Paramètres de rugosité des sections

3.3.1. Rugosité liée au grain

Dans le cas de processus de charriage, seule la force tractrice liée à la résistance des grains est responsable de la mise en mouvement et du transport des particules. Ceci justifie l'utilisation du coefficient de Manning dû à la seule résistance des grains (n), lui-même obtenu par la formule de Strickler qui existe sous différentes formes :

$$n' = 0.048 D_{50}^{1/6} \quad (\text{Richards, 1982})$$

$$n' = 0.047 D_{75}^{1/6} \quad (\text{Lane et Carlson 1954, cité dans Simons et Senturk, 1977})$$

$$n' = 0.038 D_{90}^{1/6} \quad (\text{Simons et Senturk, 1977})$$

$$n' = 0.041 D_{50}^{1/6} \quad (\text{Bray, 1979})$$

Nous n'avons utilisé que les deux premières, spécialement développées pour des rivières à galets, les deux suivantes, mieux adaptées à des rivières à sable, tendant à sous-estimer n' dans le cas de fond à sédiments grossiers (Petit, 1989).

Tableau 3.15 - Variations du coefficient de rugosité n' en fonction de l'équation utilisée

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Richards (1982)	0,031	0,031	0,028	0,031	0,026	0,027	0,028	0,031	0,027	0,027
Lane et Carlson (1954)	0,033	0,033	0,029	0,029	0,027	0,028	0,029	0,032	0,029	0,028
Coefficient moyen	0,032	0,032	0,029	0,031	0,027	0,027	0,029	0,031	0,028	0,027

Les deux formules donnent des résultats qui diffèrent de 0,002 en moyenne, l'équation de Lane et Carlson donnant des résultats toujours supérieurs à ceux de l'équation de Richards (tab. 3.15). Nous avons retenu une valeur moyenne des résultats obtenus.

Cependant, dans le cas de rivières à charge caillouteuse, où les méandres sont fortement développés, tout comme les systèmes seuils-mouilles qui leur sont associés, la rugosité liée aux formes peut être très importante (comme pour les rivières à sables) (Petit, 1989). L'Ain étant une rivière sinueuse présentant localement des méandres actifs, l'influence de ce paramètre de rugosité doit être prise en compte, et la rugosité totale du lit doit être considérée.

3.3.2. Rugosité totale du lit

Nous ne disposons, pour conduire cette recherche, que d'une valeur de rugosité totale obtenue par modélisation par le Cemagref de Lyon sur le lit mineur, calibrée sur le secteur pont de Blyes - Port-Galland et validée par des mesures de terrain (limnigraphe). Ce secteur correspond à notre secteur 9 pour lequel nous disposons à la fois d'une rugosité totale ($n = 0,04$) et d'une rugosité liée aux grains ($n' = 0,028$). D'après ces valeurs, nous avons déduit un coefficient de rugosité lié à la forme du chenal, que nous considérons comme constant pour l'ensemble des sections étudiées. Pour cela, nous avons utilisé la définition du coefficient n donné par les tables proposées par Chow (1959) :

$$n = (n' + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5$$

Où n' dépend du matériau qui constitue le chenal,

n_1 dépend du degré d'irrégularité de la surface,

n_2 dépend des variations de la forme de la section transversale,

n_3 dépend des effets d'obstruction (embâcle, pont...),

n_4 dépend de la végétation (aquatique ou riparienne) qui modifie les conditions d'écoulement et,

m_5 correspond au degré de sinuosité du chenal.

Pour chaque secteur, le degré de sinuosité m_5 a été déterminé en utilisant l'indice de sinuosité (Is) défini par le rapport de la longueur développée du thalweg L à la distance l entre deux inflexions de même sens, correspondant ici aux extrémités amont et aval de chaque secteur (Bravard et Petit, 1997). Les secteurs considérés comme rectilignes, au sens de J.C. Brice (1964, cité dans Bravard et Petit, 1997) ($Is < 1,05$), se sont vu affecter la valeur $m_5 = 1$, et les secteurs considérés comme sinueux ($1,05 < Is < 1,5$) la valeur $m_5 = 1,15$.

Ainsi, d'après les calculs effectués sur le secteur 9, la rugosité liée à la forme et à la présence de végétation ($n_1 + n_2 + n_3 + n_4$) a été estimée à 0,0066. En partant de l'hypothèse que cette rugosité de forme reste constante sur l'ensemble de la basse vallée, nous l'avons utilisée pour le calcul de la rugosité n sur tous les autres secteurs (tab. 3.16).

Tableau 3.16 - Valeurs des différents paramètres pour le calcul de n sur les dix secteurs étudiés

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9 ¹	S10
n'	0,0321	0,0321	0,0287	0,029	0,0270	0,0271	0,0287	0,0311	0,0282	0,0271
$n_1 + n_2 + n_3 + n_4$	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066	0,0066
m_5	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1	1	1,15	1,15
n	0,0445	0,0445	0,0406	0,0434	0,0386	0,0388	0,0353	0,0377	0,0400	0,0388

¹ : section de référence pour la détermination de $n_1 + n_2 + n_3 + n_4$

3.4. Données hydrologiques

Les chroniques des stations hydrologiques de Pont-d'Ain et de Chazey-sur-Ain ont été utilisées. La première a permis de déterminer des valeurs de débit pour les trois premiers secteurs S1 à S3. La seconde, influencée par les apports de l'Albarine, présente des débits plus importants. Cette chronique a été exploitée pour définir les valeurs de débit correspondant à l'ensemble des tronçons localisés en aval de la confluence Ain-Albarine. Nous observons que, sur la période 1980-2000, 2,6 jours en moyenne par an présentent des débits supérieurs au débit de plein bord défini par Dufour (2005) à la station de Pont-d'Ain, contre 3,8 à la station de Chazey-sur-Ain (fig. 3.33). Ces moyennes ne sont plus respectivement que de 1,2 et 2 jours par an sur la période 1996-2000.

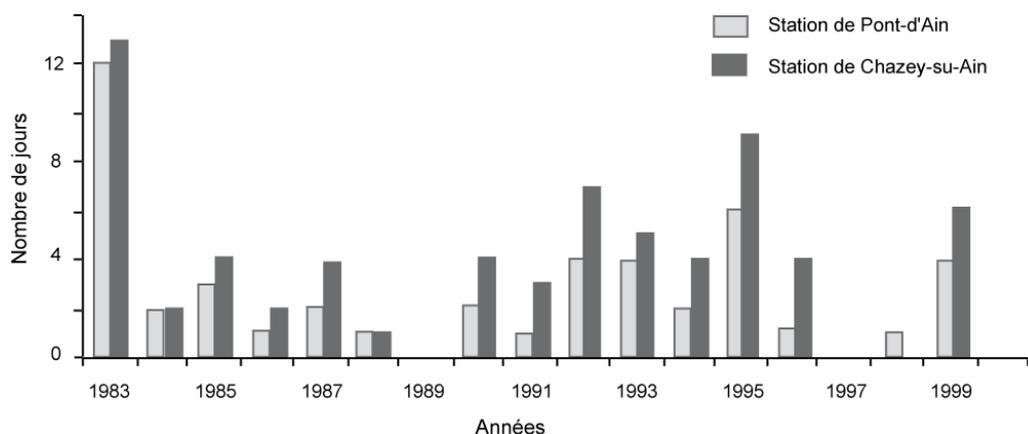


Figure 3.33 - Nombre de jours où le débit de plein bord observé est excédé au droit des stations hydrologiques de Pont d'Ain et Chazey-sur-Ain, de 1980 à 2000

Le logiciel permet le calcul de capacités de transport en fonction d'un débit donné. Pour chaque répétition de calcul, le transport solide ne peut être calculé qu'à partir de 10 débits différents. Il était ainsi inenvisageable d'utiliser l'ensemble des débits composant notre chronique. Nous avons dû procéder à une discrétisation des données hydrologiques à partir des débits classés, pour ne travailler, ensuite, qu'à partir des débits de milieu de classe. Dans le but de déterminer un bon rapport entre une description satisfaisante de la chronique hydrologique et un nombre de répétitions des calculs limité, nous avons testé le logiciel en utilisant un nombre différent de classes (10, 20 et 50 classes). Nous avons pu noter qu'au-delà de 20 classes, une amélioration du niveau de détail de la chronique modifie moins fortement les capacités de transport calculées (fig. 3.34).

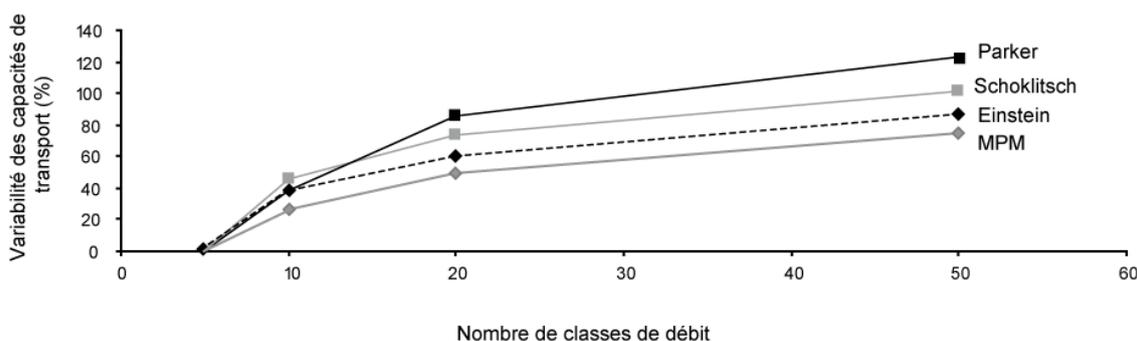


Figure 3.34 – Variabilité des capacités de transport (%) en fonction du nombre de classe de débit utilisées

La courbe des débits classés n'est pas linéaire mais exponentielle, du fait du nombre limité d'évènements extrêmes qui présentent cependant d'importantes amplitudes (fig. 3.35). Un faible nombre de classes pour la description des débits maximums conduit à considérer un débit de milieu de classe très inférieur au débit maximum et donc à sous-estimer la capacité de transport.



Figure 3.35 - Courbe des débits classés correspondant à la période 1980-2000, d'après les données de la station de Chazey-sur-Ain

Un nombre de classes compris entre 20 et 29 est ainsi un bon compromis entre la précision du résultat et le temps de calcul. Les chroniques ont été discrétisées en 23 classes à la station de Pont-d'Ain et 27 classes à la station de Chazey-sur-Ain, une amplitude de $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ étant retenue.

4. Variabilité liée à la mesure des paramètres

La variabilité liée aux conditions de mesure de chaque variable morphologique (géométrie, granulométrie, rugosité) a été quantifiée. Nous avons ensuite cherché à déterminer l'effet de cette variabilité sur les résultats obtenus par l'application des différentes équations de transport solide précédemment retenues (cf. paragraphe 5).

4.1. Géométrie des sections

Les valeurs de pente par secteur ont été déterminées à l'aide du profil de ligne d'eau d'étiage levé au théodolite. La précision de ces mesures est considérée comme bonne (centimétrique), c'est-à-dire inférieure à 10 cm. Selon la longueur des secteurs considérés, cette marge d'erreur de mesure maximale ($\pm 10 \text{ cm}$) se traduit par une variabilité des pentes calculées de $\pm 0,3 \%$ sur le secteur le plus long (S1), à 3% sur le secteur le plus court (S5).

Nous avons attribué la même valeur d'erreur ($\pm 10 \text{ cm}$) concernant la mesure de la largeur des sections étudiées. Quel que soit le secteur considéré, nous observons que cette erreur de mesure se traduit par une variabilité des largeurs de section inférieure à $0,08 \%$.

4.2. Granulométrie des sections

Church *et al.* (1987) proposent d'utiliser le rapport entre la masse de la plus grosse et la masse totale de l'échantillon pour déterminer la variabilité liée aux mesures granulométriques. Dans notre cas, ce rapport est toujours inférieur à 2% (1% en moyenne). D'après la valeur de ce critère, la variabilité de

nos échantillons est comprise entre 30 et 40 %. Nous retiendrons donc que la variabilité des données granulométriques utilisées est de +/- 35 %.

4.3. Rugosité des sections

Ce paramètre a été calculé à partir des granulométries de surface, prélevées lors des volumétries, établies par l'échantillonnage d'au moins 200 particules. La marge d'erreur en fonction du nombre de particules par échantillon peut être estimée au moyen de l'équation ajustée proposée par l'*International Organization of Standardization* (1992).

$$n = \left(\frac{t_{1-\alpha/2;n-1}}{\log(1 + e_{\% Dm})} \cdot S_{g;sq} \right)^2$$

Où n correspond au nombre de particules échantillonnées,

$t_{1-\alpha/2;n-1}$ correspond à la valeur statistique de Student (Bunte et Abt, 2001) déterminée à 1,96 pour un intervalle de confiance à 95 % ($\alpha = 0.05$) et un nombre de particules $n > 200$ (Bunte et Abt, 2001),

Dm correspond au diamètre moyen (mm),

$S_{g;sq}$ au logarithme de la déviation standard géométrique calculé à l'aide de l'équation

$$S_{g;sq} = 0,5 \log(D_{84} / D_{16}).$$

La marge d'erreur autour du D50 a 95 % de probabilité d'être comprise entre 7 et 10 %. Une variation de 10 % du diamètre médian entraîne une variation de 1,59 % du coefficient de rugosité lié au grain et de l'ordre de 1,25 à 1,32 % du coefficient de rugosité total (forme + grain). Nous retiendrons une variation moyenne maximale de 1,6 %.

5. Sensibilité des capacités de transport à la variabilité des paramètres

Nous avons étudié l'effet de la variabilité de chacun de ces paramètres lors de leur mesure sur le calcul des capacités de transport (tab. 3.17).

Tableau 3.17. - Sensibilité des différentes équations de transport solide en fonction de la marge d'erreur liée à la détermination de chaque paramètre intervenant dans le calcul des capacités de transport

	MPM(1948) (+/- %)	PARKER (+/-%)	SCHOKLITSCH (+/-%)	EINSTEIN (+/-%)
largeur (+/-0,08%)	2	2	1	2
penne (+/-3%)	18	17	18	13
Granulométrie (+/-35%)	12	70	25	17
Rugosité (+/-1,6%)	19	12	3	16

L'équation de Parker semble être l'équation la plus sensible à la modification des paramètres, alors que les autres formules présentent un comportement similaire. La granulométrie constitue le paramètre dont la mesure génère le plus de variabilité au niveau des capacités de transport. Il s'agit en effet du facteur le plus difficile à estimer avec précision, particulièrement sur les cours d'eau à sédiments grossiers. Les volumes requis pour établir une granulométrie considérée comme très précise (coefficient de variation inférieur à 10 %) sont, dans le cas de l'Ain, de plus de 10 tonnes par

échantillon, ce qui n'est manuellement pas réalisable. La pente est également un paramètre sensible mais dont il est aisé d'améliorer la qualité, étant donné les nouvelles techniques de topographie aujourd'hui disponibles.

B/ Capacité de transport de l'Ain par secteur homogène

1. Validation des équations de transport solide

Il apparaît que les capacités de transport obtenues diffèrent fortement selon les équations considérées (tab. 3.18), comme par exemple sur le secteur S5 où l'écart entre la valeur minimum et maximum est de plus de 400 000 m³.an⁻¹.

Tableau 3.18 - Capacités de transport par secteur estimées à partir des équations d'Einstein et Schoklitsch, Meyer Peter Müller (MPM) et Parker sur la période 1980-2000

Équation	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Einstein	5 021	1 102	9 083	1 581	18 914	7 619	16 127	5 906	7 561	18 407
Schoklitsch	12 284	3 757	11 406	1 649	24 370	11 222	18 828	5 918	14 899	29 952
MPM	12 366	3476	2 175	368	4 162	1 815	4 446	2 128	2 231	3 711
Parke	3 281	429	39 640	177	438 785	198 312	84 767	2 148	88 789	436 789

Nous avons donc procédé à une sélection des équations pouvant être considérées comme valides à partir de la comparaison de ces résultats et des mesures de transport solides effectuées *in situ*.

Nous ainsi avons appliqué les calculs au droit du banc de Gévrioux et comparé les capacités de transport obtenues au transport réel observé. Pour ces nouveaux calculs, les débits moyens journaliers enregistrés d'août 2005 à août 2007 à la station de Pont-d'Ain ont été utilisés. Ce site étant localisé dans un secteur non déficitaire en sédiments, les capacités de transport ne sont pas limitées par la disponibilité des matériaux et doivent donc présenter des valeurs proches du transport solide réel.

Tableau 3.19 – Comparaison des capacités de transport et des valeurs de transport solide mesurées

Période	transport solide mesuré (m ³)	capacités de transport estimées			
		MPM (m ³)	Einstein (m ³)	Schoklitsch (m ³)	Parker (m ³)
août 2005-février 2006	60	0	2	0	0
février 2006-juin 2006	570	86	594	705	12,69
juin 2006-août 2006	130	0	57	91	0,22
août 2005-août 2006	760	83	633	771	7,87
août 2006-août 2007	450	7	1 067	1 236	6,04

Nous observons ainsi une bonne correspondance entre le transport solide mesuré sur la période août 2005 –août 2006 et les capacités de transport estimées à partir des équations de Schoklitsch et

Einstein (tab. 3.19). Les équations de Meyer Peter Müller et, plus spécifiquement, de Parker sous-estiment largement les capacités de transport du cours d'eau. Ces deux équations considèrent en effet que le transport des sédiments est initié à partir de débits relativement importants ($580 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) alors que peu de crues ont été enregistrées durant nos observations. Cependant, une fois que ce débit seuil de mise en mouvement est dépassé, les capacités de transport estimées au moyen de l'équation de Parker sont largement sur-estimées (tab. 3.18), contrairement à ce que l'on observe d'après l'équation de MPM. Nous ne retiendrons donc pas ces deux dernières équations.

Les capacités de transport estimées sur la période 2006 et 2007 sont, en revanche, beaucoup plus élevées que le transport solide mesuré. Ces écarts sont dus à la sous-estimation du transport solide réel, du fait de la mobilité latérale du banc de Gévrieux constatée précédemment (cf. ce chapitre partie 2.). En effet, le banc ayant migré en direction de l'aval, il s'est fortement élargi au niveau des transects T3 à T5, au droit desquels les chaînes d'érosion ne permettaient alors plus de quantifier le transport solide au droit des zones les plus actives.

Ainsi, la comparaison des différents jeux de données valide les résultats fournis par les équations d'Einstein et de Schoklitsch.

2. Capacités de transport déterminées par les équations d'Einstein et Schoklitsch

Les capacités moyennes de transport de l'Ain, dans sa basse vallée, sont de $6\,500$ à $13\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Elles sont très variables selon les équations utilisées et les secteurs considérés. Les capacités de transport estimées ($4,13 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^2$) sont néanmoins faibles par rapport aux valeurs d'autres systèmes comme la Drôme ($13,41 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^2$), ou le Doubs ($8,13 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^2$).

Nous observons que les résultats issus des deux équations sont fortement corrélés (fig. 3.36) et nous indiquent pratiquement la même distribution spatiale des capacités de transport du cours d'eau.

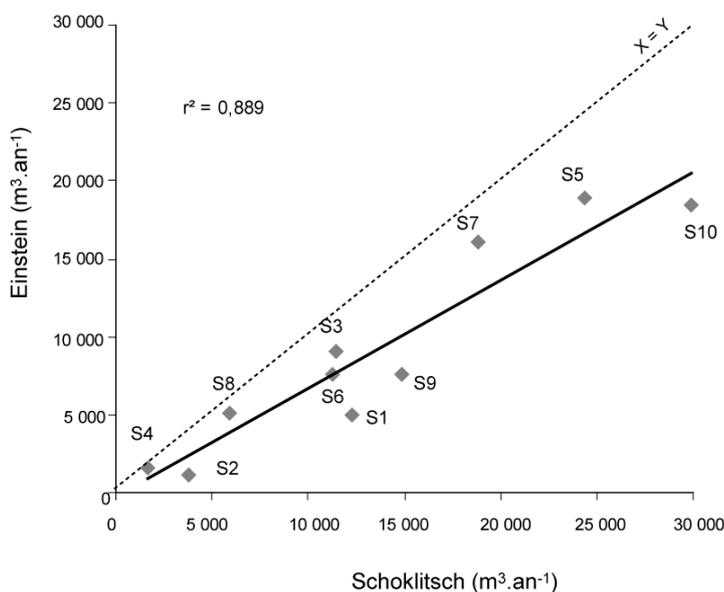


Figure 3.36 - Relation entre les capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de Schoklitsch et Einstein sur la période 1980-2000

Il apparaît cependant que les capacités de transport calculées au moyen de l'équation d'Einstein sont toujours plus faibles que celles obtenues avec l'équation de Schoklitsch. Cette sous-estimation (surestimation) par l'équation d'Einstein (de Schoklitsch) semble proportionnelle à l'importance des capacités considérées (fig. 3.36)

Aucun gradient amont-aval n'est observable au niveau de la distribution spatiale des capacités, les secteurs en amont de la basse vallée ne présentant pas de capacités plus importantes que les secteurs en aval. La variabilité entre les capacités des différents secteurs est en fait fonction des différences de rugosité pour l'équation d'Einstein (relation logarithmique) et de pente (relation exponentielle) pour l'équation de Schoklitsch (fig. 3.37) et nous avons déjà constaté (cf. chapitre 2 partie 2) que cette dernière présente de fortes variations localisées qui ont tendance à masquer la tendance générale amont-aval.

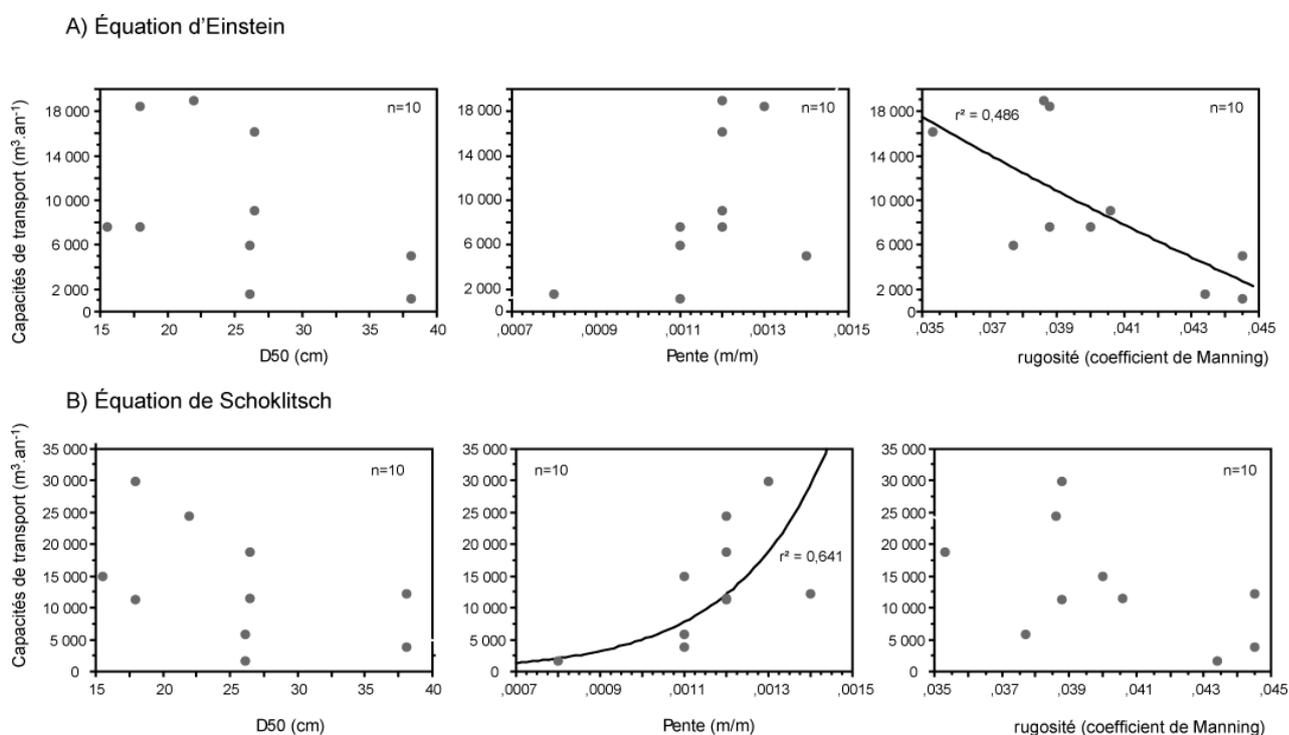


Figure 3.37 - Relation entre les capacités de transport données par les équations d'Einstein et de Schoklitsch et des différents paramètres de calcul (D50, pente et rugosité). Seules les courbes de tendance des relations significatives ($p < 0,05$) figurent sur les graphiques.

3. Prise en compte des débits-seuils de mise en mouvement observés

Les débits-seuils de mise en mouvement déterminés par le module «SAM.sed» du modèle sont relativement faibles comparativement aux débits-seuils observés sur le terrain (tab. 3.20), et cela quelles que soient l'équation de transport solide et la période considérée. Cela s'explique par le fait que les débits seuils observés sont valables pour des particules appartenant à la couche de surface, donc plus grossières que les distributions granulométriques déterminées par volumétrie, représentatives des couches de subsurface, et utilisées dans le calcul des capacités de transport. Cette sous-évaluation des débits-seuils est importante, en particulier sur les secteurs S1 et S2 et ce,

principalement avec la formule d'Einstein. Les équations de transport solides sont, en effet, supposées décrire un cours d'eau en état d'équilibre (Gomez et Church, 1989) et n'intègrent donc pas le développement du pavage de surface relatif à un déficit prononcé de charge sédimentaire.

Tableau 3.20 - Débit-seuils de mise en mouvement observés et calculés aux moyens des équations de transport solide d Einstein et de Schoklitsch sur la période 1980-2000

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Qo observés	>650	>650	300	300	300	300	300	300	300	300
Qo Einstein	90	150	45	65	35	65	45	75	55	35
Qo Schoklitsch	150	210	150	315	135	225	135	225	135	135

Le fait que les débits seuils soient si faibles sur les deux secteurs S1 et S2 est très probablement lié à la forte sensibilité du modèle à la pente, relativement importante (0,00143 et 0,0014 m/m), qui masque l'influence du pavage sur ce secteur. La présence locale du pavage n'est intégrée finalement que par le biais de la variable « rugosité », seul paramètre défini en partie en fonction de données granulométriques de surface. Or, nous avons observé précédemment que les secteurs en amont de Priay, déjà fortement affectés par le déficit sédimentaire, présentaient des écarts granulométriques importants entre les couches de surface et les couches sous-jacentes. Pour adapter les capacités de transport estimées aux conditions morphologiques actuelles réelles, il est nécessaire de prendre en compte le pavage de surface. Nous n'avons ainsi conservé que les valeurs de transport solide correspondant à des débits supérieurs aux débits-seuils observés, de l'ordre de $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les secteurs S1 et S2, $300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour les autres secteurs.

Tableau 3.21 - Capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de transport solide d'Einstein et de Schoklitsch sur la période 1980-2000 avant (A) et après (B) la modification des débits-seuils de mise en mouvement,

Équation		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Einstein	A ($\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)	5 021	1 102	9 083	1 581	18 914	7 619	16 127	5 138	7 561	18 407
	B ($\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)	721	319	5 742	1 346	12 589	6 534	11 940	4 523	5 989	12 296
	Variation (%)	-83	-71	-37	-15	-33	-14	-26	-12	-21	-33
Schoklitsch	A ($\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)	12 284	3 757	11 406	1 649	24 370	11 222	18 828	5 906	14 899	29 952
	B ($\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)	721	360	6 308	1 649	14 490	8 181	12 626	4 830	9 366	16 115
	Variation (%)	-94	-90	-45	0	-41	-27	-33	-18	-37	-46

La modification des débits seuils de mise en mouvement induit, en moyenne, une réduction de 34 à 43 % des capacités de transport (tab. 3.21). Les modifications affectent particulièrement les secteurs amont (-70 à -95 %) où les capacités de transport deviennent pratiquement nulles.

Nous remarquons que ces changements n'ont que peu modifié la distribution spatiale des capacités de transport initialement constatée. Ils ont, en revanche, amélioré la corrélation, et ainsi réduit les écarts, entre les résultats issus des équations d'Einstein et de Schoklitsch (fig. 3.38).

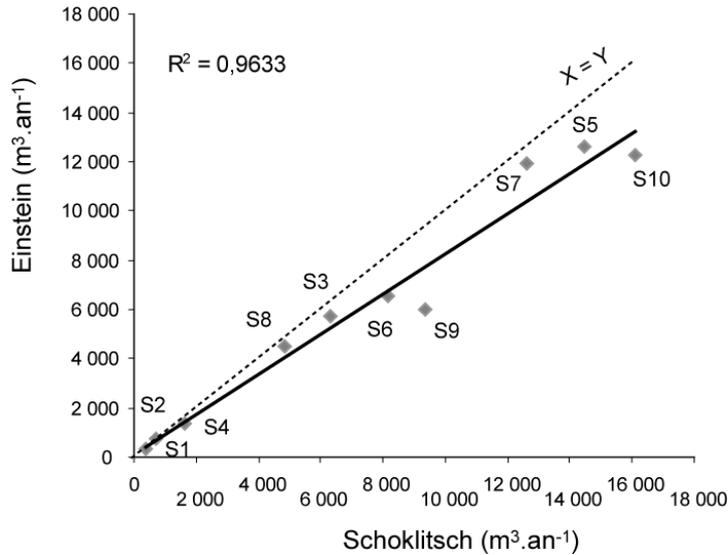


Figure 3.38 - Relation entre les capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de Schoklitsch et Einstein sur la période 1980-2000 après la prise en compte des débits seuils de mise en mouvement observés in situ

4. Variabilité interannuelle des capacités de transport

Les capacités de transport obtenues ne sont que des valeurs moyennes, estimées à partir de conditions hydrologiques représentatives de la période 1980-2000. Il faut noter que ces capacités de transport peuvent être beaucoup plus importantes et dépendent de périodes de faibles et fortes hydraulité (fig. 3.39). Elles peuvent ainsi atteindre des valeurs de l'ordre de 40 000 à 50 000 m³.an⁻¹ les années particulièrement humides comme l'a été l'année 1989.

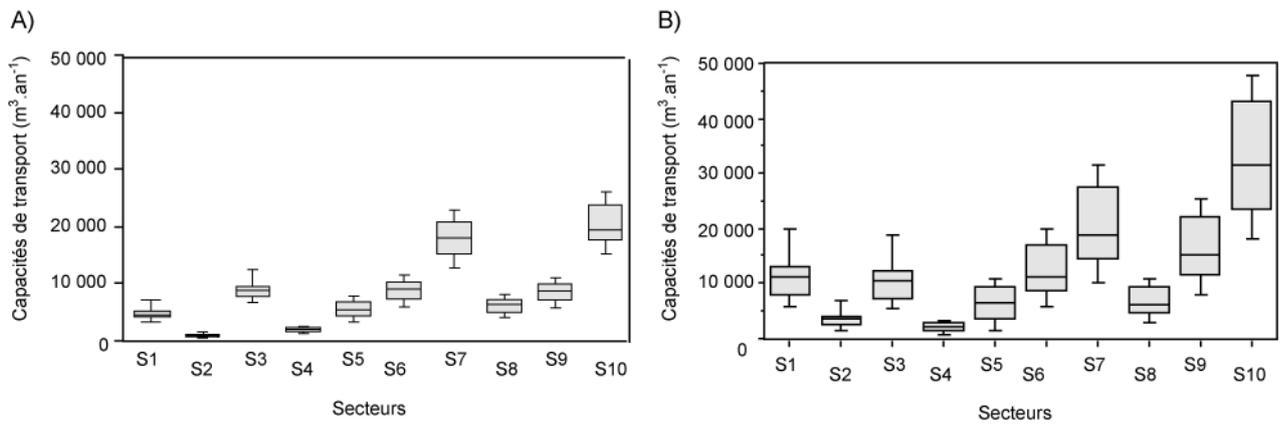


Figure 3.39 - Variabilité inter-annuelle des capacités de transport déterminées à partir des équations de (A) Einstein et (B) Schoklitsch, sur les 10 sections étudiées de 1980 à 2000 (n=20)

C/ Discussions et conclusion

1. Validations et limitations méthodologiques

L'étude de la dynamique sédimentaire de l'Ain dans sa basse vallée a été appréhendée à partir de trois approches différentes : le budget sédimentaire, des mesures de transport solide *in situ* et, enfin, le calcul des capacités de transport du cours d'eau à partir d'équations de transport solide. Si chacune de ces techniques présente des marges d'erreur relativement importantes, leur utilisation conjointe nous permet d'établir une validation croisée des résultats obtenus.

Ainsi, nous avons pu constater que les capacités de transport, comme le transport solide mesuré, indiquent un transport sédimentaire nul pour les débits observés entre 2005 et 2006 sur le secteur S1, au niveau du tronçon Varambon-Priay. Le pavage du fond du lit est important sur ce tronçon et nous avons pu observer que les débits nécessaires pour permettre la déstructuration de ce pavage de surface étaient supérieurs à $650 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nous pouvons augmenter cette valeur seuil à $800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ étant donné que ce débit a été atteint durant la période de mesure du transport solide sans qu'aucune modification topographique significative n'ait pu être observée. Le transport solide mesuré au droit du banc de Gévrioux présente également une bonne correspondance avec les capacités de transport estimées. Le banc étudié est, en effet, localisé sur un secteur présentant un excédent de charge et, donc, où le transport solide se réalise à saturation, les capacités de transport n'étant pas limitées par la disponibilité en sédiments.

Dans le cas où les volumes de sédiments mobilisables présents dans la bande active ne sont pas en quantité suffisante, l'excédent énergétique, résultant du déficit de charge, s'exprime alors sous forme d'érosion (incision et érosion latérale). Ainsi, la valeur du déficit sédimentaire des secteurs en manque de charge doit être inférieure ou égale à la capacité de transport du cours d'eau. C'est effectivement ce que nous observons sur trois des cinq secteurs déficitaires (S1, S6 et S9) (fig. 3.40), si nous ne considérons que les valeurs déterminées à partir des équations de Schoklitsch.

Le secteur 9 présente une capacité de transport largement plus importante que le déficit sédimentaire exprimé par ses modifications morphologiques. La mobilité latérale de ce secteur étant fortement contrainte par de nombreuses protections de berge, l'Ain n'est pas en mesure de déstocker sa plaine alluviale. Le déficit est donc artificiellement limité par rapport à la capacité de transport du cours d'eau sur ce tronçon. Sur les secteurs S1 et S6, en revanche, les capacités de transport sont proches des valeurs du déficit sédimentaire, car le chenal dispose d'une couche active quasiment nulle (nous l'avons d'ailleurs mis en évidence sur le secteur S1).

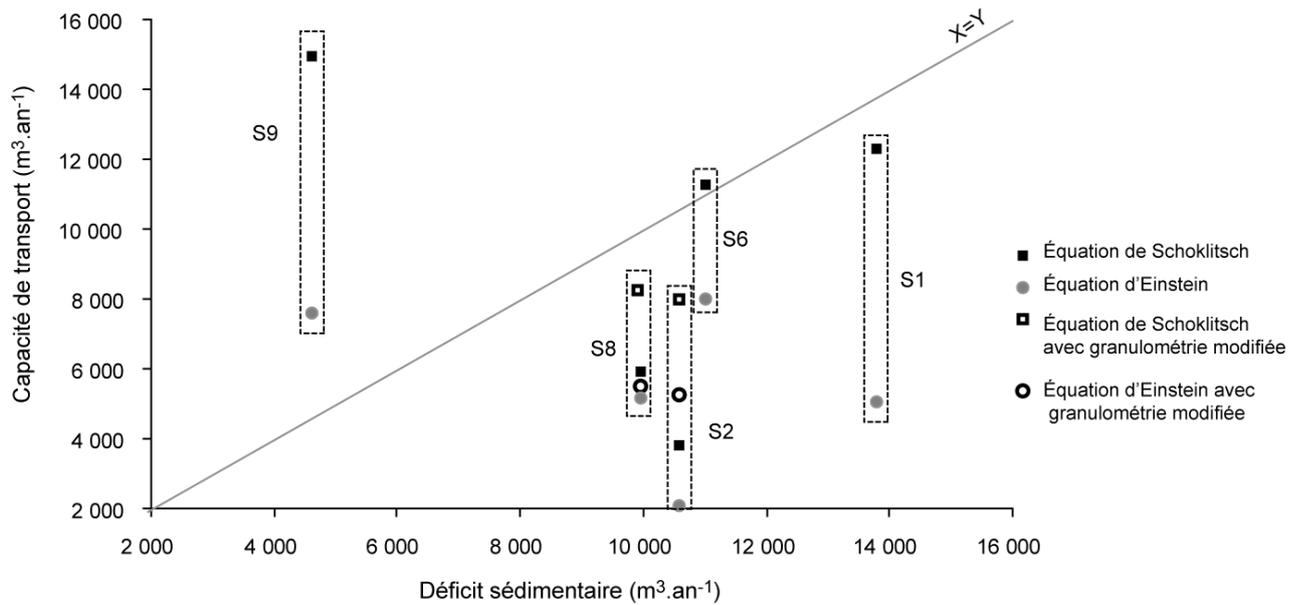


Figure 3.40 - Relation entre la valeur du déficit sédimentaire et la capacité de transport de chacun des tronçons (les résultats obtenus à partir de paramètres granulométriques modifiés ont été calculés sur S2 et S8 à partir de la granulométrie du secteur S6)

Les résultats sont en revanche peu cohérents sur les secteurs S2 et S8, les capacités de transport étant largement inférieures (deux à trois fois) au déficit sédimentaire observé. Ces secteurs présentent cependant des granulométries relativement grossières, dues au déficit sédimentaire, et l'énergie disponible dans le cours d'eau s'exprime, alors, principalement au niveau des berges. Du fait des incisions passées, les berges d'érosion de ces secteurs sont particulièrement élevées (+ 50 et 60 cm par rapport aux hauteurs des secteurs de dépôt) et les entrées de sédiments sont donc largement plus importantes que les dépôts. Ceci se traduit par des déficits sédimentaires particulièrement importants en termes de bilan morphologique.

De plus, les équations de transport solide, en toute rigueur, ne sont valables qu'en régime uniforme, pour des écoulements établis en canal rectangulaire (Ramez, 1995). Ces conditions ne sont pas respectées sur la plupart des sections utilisées. Les capacités de transport ont été ainsi estimées sur une période de 20 ans en utilisant des paramètres morphologiques correspondant aux conditions actuelles. Or nous avons établi, dans le chapitre précédent, que le processus de pavage est en progression sur le cours d'eau depuis plusieurs décennies sur le secteur 2 et que le secteur 8 avait connu, sur la même période, une importante diminution surfacique de ses bancs de galets. De toute évidence, il est alors impossible de faire l'hypothèse que la granulométrie ait été invariante au cours du temps, étant donné qu'il est fortement probable que la granulométrie de ces deux secteurs soit devenue progressivement plus grossière durant les vingt dernières années. La capacité de transport sur ces secteurs devait ainsi être plus importante en 1980 qu'en 2000, comme nous le montre le calcul de la capacité de transport sur ces mêmes secteurs mais en utilisant la granulométrie, moins grossière, du secteur S6 (fig. 3.40). En revanche, le budget sédimentaire, établi à partir des photographies aériennes, prend en compte les modifications morphologiques intervenues durant

l'ensemble de la période. Ses résultats indiquent, ainsi, des déficits plus importants que la capacité de transport.

2. Complémentarité des approches par budget sédimentaire et par capacité de transport

Les approches par budget sédimentaire et par estimation des capacités de transport peuvent être considérées comme complémentaires, étant donné que l'association des deux jeux de résultats permet de définir des informations supplémentaires.

Dans un premier temps, nous avons observé, dans le cadre de la première partie de ce chapitre, que le secteur de la confluence Ain-Rhône présentait un excédent de sédiment, sans pour autant pouvoir définir les volumes sortant réellement du système Ain. Dans ce contexte de disponibilité de la charge sédimentaire, il est alors probable que la contribution sédimentaire de l'Ain en direction du fleuve soit égale aux capacités de transport estimées sur le secteur S10, soit 18 à 30 000 m³.an⁻¹.

De plus, l'utilisation conjointe du budget sédimentaire et des capacités de transport sur des périodes et secteurs identiques, permet d'approcher la notion de transport solide réel qu'il est difficile de mesurer sur un linéaire de cours d'eau important. Comme chacune représente respectivement une estimation *a minima* et une estimation *a maxima* du transport solide, la conjonction de ces techniques permet ainsi de résoudre la question de la disponibilité de la charge sédimentaire qui se pose dans le cadre de l'utilisation des capacités de transport. Ainsi, si l'on considère un cadre temporel identique et que l'on formule l'hypothèse que les paramètres de calculs sont invariants durant la période considérée, deux configurations sont alors observées :

- lorsqu'un secteur présente un bilan sédimentaire déficitaire, les capacités de transport sont censées être supérieures, ou au moins égales, à la charge disponible dans le cours d'eau. Les conditions pour la réalisation d'un transport solide *a maxima* ne sont pas réalisées et le transport solide réel est inférieur aux capacités de transport et doit correspondre au moins aux valeurs du déficit exprimé par le bilan sédimentaire ;
- lorsqu'un secteur présente un bilan sédimentaire excédentaire, les capacités de transport sont insuffisantes pour l'exportation des matériaux qui sont alors déposés au sein du secteur. Les conditions pour la réalisation d'un transport solide *a maxima* sont réalisées et le transport solide réel correspond aux capacités de transport estimées.

Il est évident, comme nous l'avons souligné précédemment, que si le cadre temporel utilisé pour l'application des deux techniques est identique, nous ne pouvons pas considérer que les paramètres utilisés dans le calcul des capacités de transport soient invariants sur l'ensemble des secteurs étudiés. Nous avons néanmoins essayé d'estimer le transport solide de l'Ain à partir des résultats obtenus dans le cadre du budget sédimentaire et de l'application des équations de transport solide (tab. 3.22). Ces résultats sont donc à considérer avec réserve. Nous avons considéré que, dans le

cas de secteurs définis comme étant déficitaires par le budget sédimentaire, le transport solide sur ces secteurs était égal à la valeur de ce déficit. En revanche, dans le cas de secteurs définis comme étant excédentaires, le transport solide égale la capacité de transport du tronçon. Il apparaît alors que l'Ain présente un transport solide moyen annuel d'environ 10 000 m³.an¹.

Tableau 3.22 – Transport solide moyen annuel (m³.an⁻¹) défini à partir des capacités de transport du cours d'eau et du budget sédimentaire établi par secteur (les secteurs en gras correspondent aux secteurs déficitaires) sur la période 1980-2000

Équation	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Einstein (m ³ .an ⁻¹)	13 800	10 700	5 700	1 346	12 589	10 865	11 940	10 000	4 600	12 296
Schoklitsch (m ³ .an ⁻¹)	13 800	10 700	6 308	1 649	14 490	10 865	12 626	10 000	4 600	16 000

3. Evaluation du déficit sédimentaire de la basse vallée de l'Ain

La première partie de ce chapitre nous a permis de localiser les sources sédimentaires et les tronçons effectivement déficitaires en sédiments. Nous avons également constaté la nécessité de mettre en place rapidement des mesures de gestion pour augmenter les introductions de charge sédimentaire en amont du système. Ce secteur est actuellement en déficit de 10 000 à 15 000 m³.an⁻¹. Les capacités de transport estimées sur le secteur S1, en particulier celles fournies par l'équation de Schoklitsch, confirment ce résultat. Ce secteur ne recevant peu ou pas de sédiments depuis l'amont, son déficit correspond à ses capacités de transport.

Il semble, ainsi, que la réintroduction annuelle de 10 000 m³.an⁻¹ soit suffisante pour freiner la progression du déficit sédimentaire, sans pour autant générer au droit des secteurs de recharge, des risques d'inondation. D'après les capacités de transport estimées sur ce secteur, si la charge réintroduite des caractéristiques granulométriques identiques à celles de la couche de subsurface du secteur S1, il apparaît que seule une introduction moyenne annuelle supérieure à 15 000 m³.an⁻¹ serait susceptible d'engendrer un exhaussement significatif sur le secteur dans le cas de conditions hydrologiques annuelles moyennes.

Chapitre 4

Gestion de la charge de fond à l'aval d'un barrage : principes généraux et application à la basse vallée de l'Ain

Le précédent chapitre nous a permis de mettre en évidence la présence d'un déficit sédimentaire du chenal de l'Ain dans sa basse vallée. Ce déficit progresse vers l'aval et va bientôt affecter les secteurs les plus dynamiques. Il semble également que le chenal ne soit plus en mesure d'assurer seul sa recharge en sédiment et qu'aucune entrée sédimentaire conséquente ne soit susceptible d'enrayer la progression du déficit. L'intervention humaine apparaît alors comme le seul moyen de préserver à la fois la dynamique actuelle du cours d'eau et la diversité écologique et paysagère associée. L'objectif de cette partie est alors d'apporter des éléments concrets aux gestionnaires de la basse vallée de l'Ain. Ces derniers ont en effet deux principaux objectifs : (i) arrêter la progression aval du déficit et (ii) restaurer les faciès morphologiques déjà affectés.

Après avoir présenté le contexte local et scientifique des actions de gestion, nous allons exposer les actions relatives à la gestion de la charge à l'aval d'un barrage qui ont déjà été expérimentées sur d'autres cours d'eau. Ces expériences nous permettront enfin de définir un plan d'action qui soit adapté au contexte de l'Ain.

Préambule

1. Contexte local

Plusieurs problèmes de gestion sont associés au déficit sédimentaire de l'Ain, tels que l'endommagement des ouvrages de franchissement, la diminution de la ressource en eau destinée aux usages domestiques et agricoles, la disparition progressive des zones humides péri-fluviales. Une volonté d'action a ainsi émergé au début des années 1990. Dans le cadre de précédentes études (Bravard *et al.*, 1990 ; Piégay *et al.*, 2000), la question du déficit sédimentaire avait déjà été soulevée et les premières mesures de gestion visant à favoriser les entrées sédimentaires avaient été définies. La préservation des érosions de berges avait été ainsi présentée comme un excellent compromis pour lutter contre l'incision tout en favorisant les entrées sédimentaires et maintenant des processus de régénération écologique. Le coût modéré de la perte de terrains agricoles érodés comparé à celui des protections de berge a l'adhésion des élus (Bravard *et al.*, 1999). Ces premières propositions de gestion ont été intégrées dans le cadre du SAGE validé par la commission locale de l'eau (CLE) et par le préfet en 2003. Les objectifs de gestion sont ainsi centrés sur du « maintien d'une dynamique fluviale active destinée à préserver les milieux annexes, les nappes et mieux gérer les inondations en limitant les prélèvements dans les lits mineurs et majeurs de la rivière et en préservant un espace de liberté ». Trois mesures de gestion de la charge de fond ont été prises dans ce cadre (i) ni nouvelle carrière ni extension des anciennes dans l'espace de mobilité, (ii) pas d'enrochements ou de digues susceptibles d'empêcher le déplacement de la rivière à l'exception des zones à enjeux (ouvrages publics, habitations...), (iii) prise en compte de l'espace de mobilité dans le Schéma de Cohérence Territoriale (SCOT) Bugey-Côtière-Plaine de l'Ain.

Dans le cadre du précédent chapitre, nous avons constaté que le secteur amont ne produit déjà plus de sédiment et que les entrées par érosion sur les secteurs en amont de Gévrioux sont insuffisantes pour compenser le déficit sédimentaire qui est en train de se propager à l'ensemble du système. La seule préservation de la dynamique actuelle ne suffit donc pas à enrayer la progression du déficit sédimentaire. Il est ainsi nécessaire d'adopter d'autres mesures. L'objectif de ce chapitre est de recenser les actions possibles pour la restauration de la charge de fond dans un contexte particulier, celui d'un tronçon fluvial localisé à l'aval d'un barrage, puis déterminer quel type de mesures serait applicable sur notre secteur. Cette phase de diagnostic précède une partie opérationnelle où les premières actions effectuées sont exposées.

2. Les différents concepts de restauration

La grande majorité des travaux de restauration entrepris sur les cours d'eau présente un objectif écologique (préservation ou restauration des habitats). Ainsi le vocabulaire employé reste souvent spécifique à la sphère écologique. Nous pouvons distinguer différents principes de gestion dont l'application dépend du degré d'altération du cours d'eau considéré (fig. 4.1) et de la réversibilité ou non de celles-ci. Ces actions vont de la préservation de cours d'eau faiblement altérés, jusqu'à

l'abandon des systèmes trop affectés, en passant par la limitation, l'atténuation et la restauration. **La notion d'altération** est perçue comme le résultat des actions anthropiques sur un système. Un cours d'eau est considéré comme altéré à partir du moment où les activités humaines ne lui permettent plus de présenter un fonctionnement considéré comme naturel ou de répondre à des objectifs écologiques (maintien d'une diversité des espèces). Il se peut, parfois, que le fonctionnement considéré comme naturel soit contraire au maintien d'une diversité des conditions d'habitats qui elle-même peut résulter d'actions anthropiques passées. Ainsi un système en tresses à bancs non végétalisés offre probablement moins de diversité d'habitats qu'un système à méandres ou divaguant (Beechie *et al.*, 2006 ; Dufour *et al.*, *in prep*) qui lui-même peut être le résultat de l'altération d'un système en tresses. Cette notion d'altération est ainsi relative à chaque contexte et à chaque société en fonction des priorités qu'elle-même définit.



Figure 4.1 - Options de gestion en fonction de l'état du système considéré (d'après Boon, 1992)

Les actions de préservation consistent à maintenir un état actuel jugé comme bon car proche de conditions naturelles ou semi-naturelles. Ce terme de « préservation » a souvent été critiqué car il présente une connotation trop statique et semble traduire une volonté de transformation des éléments naturels en musée (Boon, 1992). Petersen (1990) a discuté le sens des mots « préserver » et « conserver » dans le cas de cours d'eau, en insistant sur la nécessité d'une conservation qui permette au cours d'eau quelques libertés de changements sans être enfermé dans un cadre trop strict. Cette idée est également portée par le concept de **gestion dynamique** qui ne conçoit pas un stade idéal ultime et définitif mais intègre de manière constante la variabilité propre aux systèmes naturels (Bravard, 2003). Le défi de la préservation est ainsi de distinguer les changements d'origine naturelle, acceptables, des changements d'origine anthropique, indésirables. Dans des contextes encore très naturels, les actions pour la préservation peuvent consister à ne pas intervenir. **La non intervention** consiste à ne mener aucune action concrète et laisser le système s'autogérer. Cette mesure est valable lorsque le cours d'eau n'a connu aucune altération ou lorsque les modifications des variables de contrôle n'ont pas été suffisamment sévères ou durables. Ainsi, sur le Doubs aval, où les extractions de granulats en lit mineur ont fortement affecté le fonctionnement morphologique du cours d'eau, le système montre une importante capacité à s'auto-restaurer une fois l'activité d'extraction terminée (Rollet, 2003 ; Rollet *et al.*, *in press*).

Les actions de limitation ou d'atténuation concernent les cours d'eau sur lesquels la pression anthropique est encore faible mais s'intensifie. Dans le cas de cours d'eau de très bonne qualité écologique, une option peut être de limiter le développement des activités humaines (urbanisation, hydroélectricité...) au sein du bassin versant. Dans le cas de rivières de moins bonne qualité, il est plutôt question d'atténuer les effets engendrés par les besoins souvent incontournables (ex : production hydroélectrique, l'irrigation) et acceptés par l'ensemble de la société. Le défi consiste alors

à trouver le meilleur compromis possible entre ces activités et le maintien des habitats aquatiques et autres organismes (Boon, 1992).

Lorsque les systèmes sont fortement affectés par des altérations anthropiques, il est nécessaire d'avoir recours à des actions de **restauration**. La restauration au sens large recouvre de nombreuses pistes de gestion qui visent toutes à améliorer la qualité écologique de milieux ayant subi une modification du fait des actions humaines (revalorisation, réhabilitation, revitalisation...). Il s'agit de modifier l'état actuel pour se rapprocher au maximum d'un état souhaité, sensé correspondre à l'objectif fixé par la société, ou du moins par ses représentants au sens large (élus, praticiens...). La définition de l'état souhaité diffère lorsque l'on introduit une distinction entre les actions de restauration au sens strict et les actions de réhabilitation. La restauration écologique au sens strict correspond pour les scientifiques au « rétablissement des structures et des fonctions des écosystèmes ayant cours avant la perturbation » (National Research Council, 1992). Ce terme ne vise que les actions dont l'objectif est le retour à un fonctionnement, à un état aussi proche que possible de celui existant avant l'altération. Cette option soulève plusieurs questions : comment définir l'état avant altération ? Les actions anthropiques sont-elles les seules à avoir modifié le fonctionnement du cours d'eau et ces actions sont-elles réellement réversibles ? La question de la définition de l'état de référence avant altération est plutôt aisée à résoudre dans les milieux récemment affectés par les actions humaines, comme aux Etats-Unis, où il est possible de se référer aux observations faites par les premiers explorateurs qui parcoururent le territoire Nord américain entre les 17^e et 19^e siècles (Sedell et Luchessa, 1982). Un des projets de restauration les plus ambitieux a ainsi été mené sur la Kissimmee River dans l'État de Floride où un schéma de lutte contre les inondations avait conduit, dans les années 1960, à transformer ce cours d'eau à méandres de 160 km de long en un canal long de 78 km. Depuis 1992, cette rivière fait l'objet d'un programme dont le but est de restaurer les formes fluviales ainsi que les connexions entre le chenal et la plaine alluviale qui existaient avant la mise en place des aménagements. Le coût de ce projet a été estimé à 100 millions de dollars américains (Boon, 1992). En revanche, en Europe, où l'impact anthropique sur le paysage est ancien, il n'existe plus de témoignages directs de ce que pouvait être un cours d'eau naturel, c'est-à-dire avant que les activités humaines n'affectent son fonctionnement. Souhaiter restaurer un cours d'eau en rétablissant son état avant altération peut ainsi revenir à vouloir restaurer un système correspondant aux conditions climatiques et anthropiques prévalant au 17^e, voire au 18^e siècle. Il est alors difficile de donner un sens à un état souhaité correspondant à d'autres contextes climatiques, à un autre fonctionnement hydro-géomorphologique, et surtout à d'autres pratiques des sociétés riveraines (Dufour, 2005). Désirer un retour à l'état avant altération sous-entend également que les effets des altérations humaines sont réversibles et que ces effets sont les seuls facteurs de changement. Est-il réaliste, par exemple, de reproduire artificiellement des systèmes en tresses correspondant à de fortes entrées sédimentaires rendues possibles en partie par la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire ? Enfin, tout impact anthropique n'est pas réversible dans le sens où l'altération peut avoir été trop importante pour pouvoir revenir à un état antérieur où il n'est pas techniquement ou économiquement possible de supprimer ou modifier le facteur responsable de l'altération (ex : barrage pour l'irrigation dans les milieux arides). Il faut ainsi admettre que certaines actions humaines ont

modifié la capacité des systèmes à se rééquilibrer après altération (Bravard, 2003). Cette question de la réversibilité ou non des facteurs de l'altération est aujourd'hui prise en compte, en Europe, dans le cadre de la DCE (Directive cadre européenne), qui distingue parmi les masses d'eau, celles qui sont fortement modifiées (MEFM), où l'atteinte du bon état écologique est aujourd'hui impossible en raison de modifications physiques substantielles liées à certaines activités existantes (Direction de l'eau, 2006). Sont ainsi caractérisés comme MEFM les tronçons fluviaux dont le retour au « bon état écologique » nécessite des modifications des caractéristiques hydro-morphologiques, qui :

- auraient des incidences négatives importantes sur l'environnement au sens large ou sur les activités anthropiques spécifiées au titre de la DCE (la navigation, stockage et mise en retenue, la protection contre les crues, autres activités de développement durable), ou
- ne pourraient être réalisées pour des questions de faisabilité technique ou de coûts disproportionnés.

La définition des conditions de référence (très bon état ou potentiel écologique maximum) est établie par hydro-écorégion qui sont déterminées à partir des grands facteurs de contrôle que sont le climat, la géologie et le relief.

La notion d'état de référence avant altération étant finalement peu opérationnelle, il est préférable de considérer la notion de **réhabilitation**, qui vise un état de bon fonctionnement sans pour autant faire référence à un état antérieur, à une altération. Le fonctionnement est alors amélioré en fonction des conditions actuelles en place, ces dernières pouvant être le résultat de l'altération.

Enfin, considérer un état et non une dynamique comme objectif d'action revient à imposer une image figée d'un résultat souhaité. Il est ainsi plus judicieux d'adopter clairement la notion de **dynamique souhaitée**. La restauration au sens large sera tout d'abord plus durable si elle concerne la dynamique à l'origine de l'état souhaité et non l'état souhaité lui-même. L'objectif sera alors de « restaurer un fonctionnement, des liens entre l'ensemble des espèces et le milieu (...) [et non] de recréer une structure sans le fonctionnement, ni de recréer un fonctionnement dans une structure maintenue artificiellement » (Boyer et Piégay, 2003). De plus, le système fluvial est un système dynamique par excellence qui, même à l'état d'équilibre, connaît de nombreuses fluctuations. Cette dynamique souhaitée n'est cependant pas évidente à définir d'un point de vue opérationnel, dans le sens où elle nécessite des phases de négociations importantes pour la définition d'objectifs communs entre l'ensemble des usagers et riverains attachés à un système (Hughes *et al.*, 2005).

Dans le cadre de la définition d'actions de gestion, quelques questions sont ainsi posées ;

- Quels sont les objectifs fixés dans le cadre de l'action de gestion ?
- Quelles potentialités de réhabilitation offrent encore les conditions actuelles de charge et de débit sur le cours d'eau ?
- Est-il possible de maintenir ou restaurer une dynamique souhaitée en fonction de ses potentialités ?

Actions envisageables pour la gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon à l'aval d'un barrage

A/ Introduction

B/ Rétablir les connexions amont-aval

1. Effacement de barrage : la panacée ?
2. Assurer artificiellement le transfert des sédiments vers l'aval

C/ Assurer la reprise des matériaux stockés au sein des lits mineur et majeur par des actions de revitalisation

1. Suppression de la végétation colonisant la bande active
2. Préservation de l'espace de mobilité
3. Redynamisation artificielle des érosions de berges

D/ Interventions à échelle locale : introduction artificielle de charge grossière

1. Description des techniques d'introduction
2. Origine des sédiments réintroduits
3. Exemples d'introduction artificielle de charge grossière

A/ Introduction

Les actions relatives à la gestion des sédiments sont multiples et dépendent de contextes très variés. Certains cours d'eau présentent, en effet, une charge de fond trop abondante qui accroît le risque d'inondation dans des zones urbanisées comme au Japon ou en Nouvelle Zélande (Hicks *et al.*, 2000, Marutani *et al.*, 2001), alors que d'autres connaissent une incision généralisée du fond du lit du fait d'un déficit sédimentaire prononcé lié aux activités anthropiques (barrages, extractions de granulats) entraînant de graves dommages écologiques et économiques (Kondolf, 1997) (photo. 4.1). La plupart des actions déjà engagées pour la gestion de la charge de fond avaient comme objectif principal de limiter les impacts économiques des déficits ou excédents de charge, en stabilisant, par exemple, le profil en long (ex : Rhine en aval d'Iffezheim). Cependant, ces plans d'action essaient aujourd'hui d'intégrer de plus en plus fréquemment des objectifs de réhabilitation écologique tels que la recréation d'espaces propices au frai des poissons.



Photographie 4.1 - Affouillement de la pile du pont autoroutier 32 surplombant Stony Creek (Californie) (cliché de Kondolf, mai 1990). L'incision du lit (de l'ordre de 5 mètres) a nécessité des travaux de réparations dont le coût a été estimé à plus de 1,5 millions de dollars (Kondolf et Matthews, 1993)

Du fait de l'importante exploitation de leurs ressources (eau et granulat), les cours d'eau français, comme de nombreux cours d'eau à charge grossière, connaissent aujourd'hui, en Europe occidentale, un déficit sédimentaire souvent aggravé par la construction d'ouvrages de protection contre les inondations ou les protections de berge. Lorsque le déficit sédimentaire se traduit par une importante incision du chenal, la première réponse des gestionnaires a souvent été de multiplier des ouvrages permettant de stabiliser le profil en long (Piégay et Stroffek, 2000). Or, il est aujourd'hui admis que si les seuils ont l'avantage d'être une réponse rapide aux déficits de la ressource en eau des nappes alluviales, ils ne sont en aucun cas une réponse à la cause initiale de l'incision, c'est-à-dire à une péjoration des ressources sédimentaires. Ainsi, sur l'Arve, de nombreux seuils ont été installés pour contrer l'incision du chenal, du fait un important déficit sédimentaire, lié à différents facteurs (reboisement versant, barrage, extraction, endiguements). Il en résulte un cours d'eau dont le profil est figé en marches d'escalier où le transfert des sédiments est interrompu (Peiry, 1988 ; Sogreah, 2000).

D'autres mesures ont donc été envisagées afin de réduire le déficit sédimentaire en réactivant les processus à l'origine des entrées sédimentaires dans le système (réactivation des processus

d'érosion de versant dans le bassin de la Drôme, préservation des secteurs d'érosion latérale) et de maintenir le principe de continuité sédimentaire.

Dans le cadre de projets de réhabilitation de cours d'eau, il est important que les actions considérées portent sur l'ensemble des dimensions définissant le fonctionnement des hydro-systèmes et visent ainsi, la réhabilitation des connexions longitudinales, latérales et verticales. Cependant, dans le cadre des actions de gestion de la charge de fond, dans un contexte de déficit sédimentaire, il convient de distinguer les dimensions latérales et verticales. Il est, par exemple, peu opportun de rétablir les connexions verticales en déstructurant le pavage de surface de tronçons déficitaires. Cette mesure est, en effet, susceptible de réactiver le processus d'incision du chenal. Seule la réhabilitation des connexions sédimentaires longitudinales et latérales est alors recommandée. Trois types d'actions peuvent être préconisés : réhabiliter le transfert amont-aval du sédiment, faciliter la reprise des matériaux stockés dans la plaine alluviale ou introduire artificiellement des sédiments exogènes.

B/ Rétablir les connexions amont-aval

L'effet le plus immédiat résultant de la construction d'un barrage est l'interruption des connexions amont-aval intervenant au niveau de la zone de transfert de la charge de fond, entre les zones de production et la zones de dépôt des matériaux. Deux solutions peuvent alors être envisagées pour réhabiliter le transfert amont-aval : la suppression de l'ouvrage qui interrompt le transit, ou le transfert mécanique des sédiments provenant de l'amont.

1. Effacement de barrage : la panacée ?

Une grande partie des barrages ayant été construits dans les années 1950-1970 et certains d'entre eux sont aujourd'hui supprimés en raison des problèmes de sécurité liés à leur vieillissement et des impacts environnementaux qu'ils soulèvent (Heinz Center 2002, cité dans Wildman et MacBroom, 2005). Plus de 85 % des barrages construits aux États-Unis auront dépassé leur espérance de vie opérationnelle d'ici 2020 (Lorang et Aggett, 2005). Cette problématique récente ouvre un nouveau champ de recherche concernant les conséquences potentielles de leur effacement (Doyle *et al.*, 2005 ; Lorang et Aggett, 2005 ; Wildman et MacBroom, 2005).

Depuis une dizaine d'années, de nombreux ouvrages, essentiellement de petite taille, ont été supprimés et plusieurs études fournissent d'ores et déjà des éléments de suivi et d'analyse de l'évolution des cours d'eau après ces opérations. Les processus physiques restent cependant difficiles à prévoir (Pizzuto, 2002 ; Baish *et al.*, 2002), le problème principal étant d'anticiper les effets de la réintroduction massive des sédiments stockés auparavant dans les réservoirs et d'évaluer les capacités des cours d'eau à les exporter sans que cela perturbe trop la qualité de l'eau ou les écosystèmes en place (Lorang et Aggett, 2005). Une fois l'ouvrage effacé, le temps de réponse des écosystèmes aux nouvelles conditions est très variable selon les écosystèmes considérés, et peut être d'un mois pour les communautés de macro-invertébrés ou de plusieurs décennies pour la végétation riveraine (Doyle *et al.*, 2005). Deux types de trajectoires concernant l'évolution des écosystèmes ont été observés après la suppression des barrages (fig. 4.2). Le premier type, plutôt rare, concerne les espèces qui retrouvent entièrement le fonctionnement qu'elles adoptaient avant la construction du barrage (fig. 4.2A). Même si la récupération des conditions antérieures est complète, le temps nécessaire à ce processus est très variable, donnant la sensation aux gestionnaires et riverains d'une récupération partielle. Le second type (fig. 4.2B) concerne les espèces qui ne récupèrent que partiellement le fonctionnement qu'elles adoptaient avant la construction des ouvrages, soit parce qu'une partie des altérations héritées des barrages est irréversible, soit parce que d'autres modifications dans le bassin versant entravent le rétablissement total d'un bon fonctionnement. Ces trajectoires dépendent de la sensibilité des organismes, des caractéristiques des barrages concernés, et des conditions géomorphologiques locales.

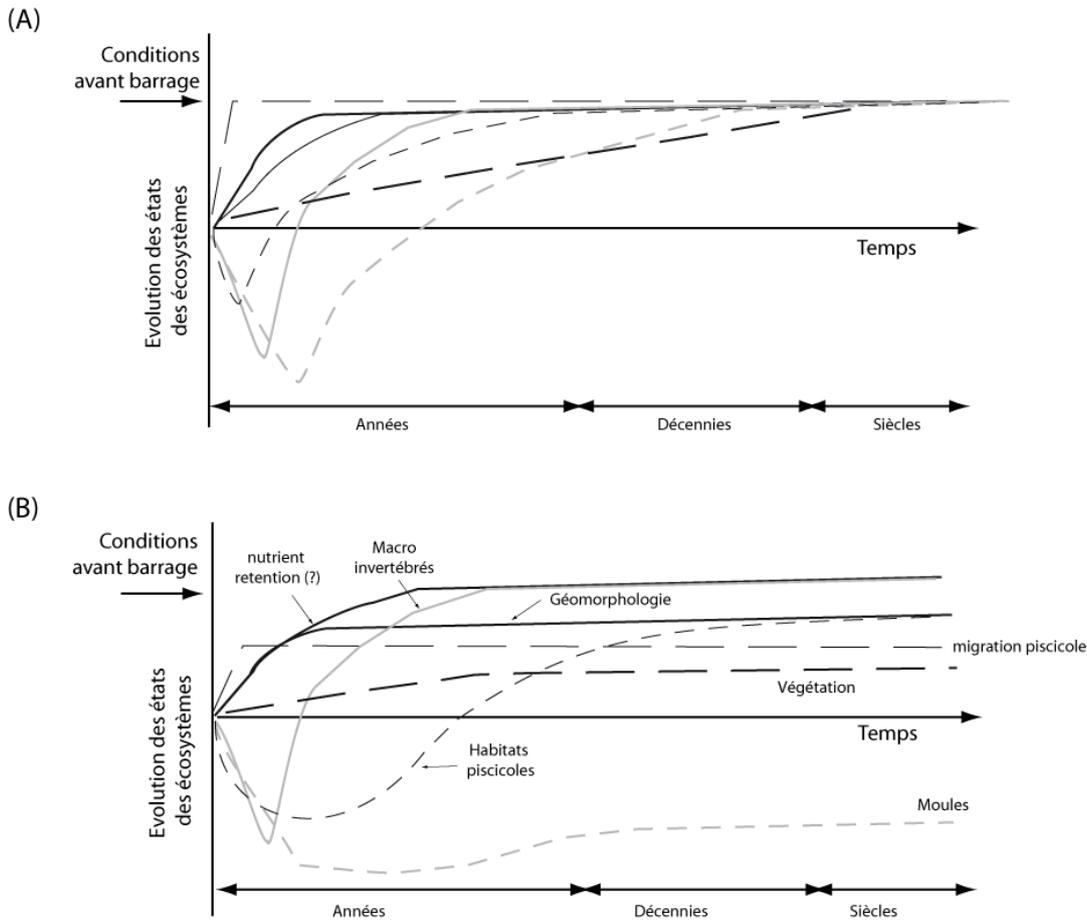


Figure 4.2 - Cadre conceptuel des trajectoires de récupération des écosystèmes à la suite de la suppression d'un barrage. La récupération complète (A) suppose que tous les composants de l'écosystème du chenal aient retrouvé leur fonctionnement initial (avant barrage), mais selon des pas de temps variables. La récupération partielle (B) suppose que, parmi ces mêmes composants, certains aient retrouvé totalement leur fonctionnement initial alors que d'autres restent encore affectés par la suppression du barrage (d'après Doyle et al., 2005)

Le coût de ces opérations de suppression de barrage est très élevé. Ainsi, sur la Elwha river (Nord-Ouest de l'État de Washington), le coût à payer par les contribuables varie, selon les estimations, de 60 à 200 millions de dollars (Collier et al., 1996). Parce que les salmonidés ont une très grande importance dans la culture locale, le National Park Service a néanmoins pris la décision de démonter les barrages d'Elwha et Glines.

Ces opérations d'effacement sont encore peu nombreuses en France. La loi du 16 octobre 1919 sur l'utilisation de l'énergie hydraulique prévoit que les concessions ou autorisations relatives à l'utilisation de l'énergie hydraulique soient accordées pour une durée limitée, ne pouvant excéder 75 ans. Les concessions concernent les ouvrages de plus de 4 500 kW (concessions de service public en droit français) et lorsqu'elles parviennent à échéance, les biens sont remis à l'État. Celui-ci décide alors soit de renouveler le titre, soit d'affecter la retenue d'eau à d'autres usages ou de démolir le barrage (à ses frais). En revanche, au terme des autorisations qui s'appliquent aux ouvrages de moins de 4 500 kW, les barrages restent dans tous les cas la propriété du pétitionnaire. Si l'autorisation n'est pas

renouvelée, la loi du 16 octobre 1919 (art. 16 - 6^{ème} alinéa) impose au propriétaire de rétablir le libre écoulement du cours d'eau à ses frais. Le renouvellement ou non des autorisations ou concessions est soumis à la réalisation de bilans prenant en compte les bénéfices socio-économiques liés au maintien de l'ouvrage (énergie, multi-usages, alimentation en eau potable, tourisme, etc.) et les impacts sur l'environnement. En fonction de ce bilan, l'autorité administrative décide de renouveler l'autorisation ou la concession ou, au contraire, d'y mettre un terme et d'ordonner une remise en état des lieux. Les autorisations, délivrées avant 1919, ont été également maintenues pendant une période de 75 ans, et sont ainsi arrivées à échéance le 16 octobre 1994. Sur plus d'une centaine de dossiers de renouvellement de concessions ou d'autorisations, trois ont été refusés en raison du faible intérêt économique et de l'impact environnemental de ces ouvrages qui ont ainsi été effacés dès 1997. Ils ont été supprimés dans le but de restaurer les mouvements migratoires des populations piscicoles (Direction des études économiques et de l'évaluation environnementale, 2006).

Le premier concerné a été le barrage de Kernansquillec (15 m de haut, Côtes d'Armor) sur le Léguer qui, à la fin de sa concession en 1993, présentait des risques en cas de crues (Malavoi, 2006). Les investissements nécessaires pour la remise en état de cette infrastructure étant très élevés, sa suppression était alors justifiée. Les opérations d'effacement de barrage les plus documentées ont été effectuées dans le bassin versant de la Loire, dans le cadre du plan "Loire Grandeur Nature", adopté par le Gouvernement français le 3 janvier 1994. Ce plan d'ensemble pour la Loire a pour objectif de protéger les populations et de prévenir les inondations, tout en préservant les habitats et les milieux aquatiques, et notamment le caractère "sauvage" de la Loire et de ses affluents. C'est dans ce contexte que les barrages de St-Etienne du-Vigan-sur-l'Allier (12 m, Haute-Loire), et de Maisons-Rouges sur la Vienne (3,8 m, Indre-et-Loire) ont été détruits en 1998. Dans les trois cas cités, la migration piscicole a progressé en amont des bassins, et la capacité des migrateurs à recoloniser des sites abandonnés de longue date a pu être mise en évidence (Direction des études économiques et de l'évaluation environnementale, 2006). Le bassin de la Loire reste cependant équipé de nombreux autres ouvrages qui font encore obstacle à une migration depuis l'océan Atlantique et qui masquent les effets de ces premiers effacements. Suite à la suppression d'ouvrages, il est difficile de réaliser un bilan économique, en raison de l'absence de monétarisation des conséquences environnementales de ces actions (risque d'augmentation du CO₂, meilleur état des eaux et réhabilitation des migrations). A Kernansquillec, de nouvelles activités ont pu émerger ou se développer suite à la réhabilitation du site (développements touristiques, kayak). En revanche, dans les deux autres cas, aucun effet positif notable n'a pu être relevé en termes d'usage, et la reconversion des sites vers des activités récréatives semble assez lente.

Les opérations d'effacement restent des actions expérimentales dont les conséquences à long terme ne sont pas encore connues. De plus, facilement envisageables dans le cas de petites infrastructures, il est difficile techniquement de procéder au démantèlement d'ouvrages hauts de plusieurs dizaines de mètres, notamment en raison de l'importante quantité de sédiments fins stockés dans ces réservoirs. Une évaluation de la faisabilité de telles opérations a déjà été proposée (Shuman, 1995). Ainsi la suppression de grands barrages sur des cours d'eau importants est actuellement incluse dans

certaines projets de réhabilitation, lorsque les coûts liés aux impacts de ces ouvrages excèdent leur propre valeur commerciale (Stanford *et al.*, 1996)

2. Assurer artificiellement le transfert des sédiments vers l'aval

La suppression de barrages n'est pas toujours réalisable. Ils peuvent, en effet, être trop grands pour que leur effacement soit techniquement ou économiquement réalisable et la plupart sont également en cours d'exploitation. Il existe alors des techniques permettant le transfert artificiel des sédiments à l'aval d'ouvrages dans le cas où ces derniers ne sont pas initialement équipés de rampe à sédiments. Ce type d'opération a déjà été expérimenté sur le Haut-Rhône (exemple : site des Usses). Il s'agit de mettre en place un système de dragage à partir d'une barge équipée d'une tête aspirante qui prélève les matériaux grossiers en amont de la retenue. Les granulats sont ensuite amenés à l'aval de l'ouvrage par une conduite en métal dont le diamètre est adapté à la taille des matériaux transférés (photo. 4.2).



Photographie 4.2 - (A) Petite drague utilisée pour les petites opérations de dragage (entre 1 000 et 2 000 m³ environ) ; (B) conduite par laquelle le galet aspiré transite à l'aval du barrage et (C) rejet des sédiments à l'aval du barrage (clichés :J.Lejot, 2004)

Ces opérations ont l'avantage de permettre la réintroduction de sédiments appartenant au système à réhabiliter. Ces matériaux présentent donc des caractéristiques de taille, de forme et de lithologie idéales. De plus, le fait de prélever les sédiments en amont de l'ouvrage permet de limiter le remplissage du réservoir et d'augmenter ainsi l'espérance de vie du barrage. Il est nécessaire de bien définir au préalable les zones de prélèvement dans la mesure où il est souvent considéré que seuls 10 % des dépôts en amont des barrages sont composés de matériaux grossiers (Bunte, 2004). Ainsi, pour éviter une introduction massive de sédiments fins et risquer de colmater les habitats benthiques en aval du barrage, il est important que la récupération des matériaux soit effectuée en tête de retenue. En amont de barrage, le système présente un fonctionnement deltaïque, les sédiments les plus grossiers se déposant en tête de retenue alors que les plus fins sont déposés plus près de l'ouvrage.

Ces opérations restent, cependant, très coûteuses (tab. 4.1) et sont généralement considérées comme des mesures de gestion du réservoir et non comme une action de réhabilitation. Elles nécessitent que des sédiments grossiers parviennent effectivement dans les réservoirs des barrages.

Les versants et affluents en amont des infrastructures doivent donc être encore en mesure de fournir des sédiments alimentant la charge de fond.

Tableau 4.1 : coût de l'opération en fonction de la capacité de l'installation (prix en euros et HT)

	Drague de 60 000 m³	Drague de 2 000 m³	Drague de 1 200 m³
Installation chantier (drague + conduites)	71 100	18 800	20 866
Extraction (prix au m ³)	5,42	6,9	8,9
Total (prix au m ³)	6,6	16,3	26,29
Coût pour 15 000 m³	81 300	244 500	394 350

Source : CNR, données fournies par l'entreprise Tournaud

C/ Assurer la reprise des matériaux stockés au sein des lits mineur et majeur par des actions de revitalisation

La revitalisation comprend l'ensemble des actions visant à rétablir des processus dynamiques de l'eau et des sédiments (érosion, sédimentation, inondation) dans une zone alluviale altérée (Roulier *et al.*, 1999). Trois grands types d'action peuvent être envisagés : supprimer la végétation présente au sein de la bande active, préserver ou reconquérir l'espace de mobilité ou, encore, redynamiser artificiellement les érosions de berge.

1. Suppression de la végétation colonisant la bande active

Il a été démontré que, sur les secteurs en tresses, le développement de la végétation jouait un rôle important dans la stabilisation des dépôts, pouvant amener ce style en tresses à évoluer vers un style à méandres (Tal *et al.*, 2004). La suppression de la végétation des bancs de galets dans ce type de système permet alors d'augmenter la mobilité de la charge stockée sous forme de bancs. Ce principe a été appliqué sur la Drôme sur des secteurs présentant des excédents sédimentaires, dans le but (i) de limiter les risques d'inondation liés à une réduction des sections d'écoulement du fait de la stabilisation des bancs et (ii) d'exporter la charge depuis un secteur excédentaire vers les secteurs déficitaires en aval (Landon, 1999).

Cependant, à l'aval d'un barrage, les tronçons déficitaires sont en amont de tronçons excédentaires et ce mode de gestion ne peut donc pas s'appliquer. Cette action peut toutefois être envisagée dans le but de contrer temporairement la progression vers l'aval du front du déficit en remobilisant le stock résiduel de tronçons déjà affectés par le déficit sédimentaire. De plus, Il faut noter que, si l'importance des effets de la colonisation végétale de la bande active a été mise en évidence sur les systèmes en tresses, il n'est pas démontré que cette colonisation ait les mêmes effets au sein de système à méandres. La suppression de la végétation des boucles de méandres ne favoriserait pas la mobilisation de la charge déposée étant donné que les écoulements sont orientés en direction des berges d'érosion et non en direction des convexités dévégétalisées.

2. Préservation de l'espace de mobilité

Il s'agit de préserver l'espace de mobilité du cours d'eau en procédant, notamment, au rachat des terrains privés présents dans l'espace défini comme étant l'enveloppe de mobilité et de supprimer également certains aménagements limitant l'expression des érosions latérales (digues, enrochements...). De telles expériences ont été engagées sur des cours d'eau suisses canalisés, dans le but de réhabiliter les forêts alluviales et augmenter la diversité des habitats (Malavoi, 2006). Différentes études de cas ont ainsi permis d'observer qu'une fois les protections de berges supprimées, des processus d'érosion étaient réactivés. Lorsque les sections d'écoulement sont élargies, les contraintes hydrauliques étant plus faibles, et ces sites deviennent alors des zones préférentielles de dépôt de la charge de fond. Dans un processus de rétroaction positive, les bancs

consécutifs au dépôt de la charge ont engendré des diffluences favorisant elles-mêmes l'érosion des berges (Rhode, 2004).

Il ne semble cependant pas que la réactivation des processus d'érosion de berge soit réellement une action de gestion de la charge solide valable sur des secteurs déficitaires, pour deux raisons principales. Tout d'abord, dans un système latéralement mobile, les processus d'érosion s'accompagnent généralement du dépôt de la charge en provenance de l'amont. Ceci ne permet donc pas une augmentation nette des volumes transitant dans le tronçon aval. De plus, le maintien de la dynamique d'érosion est sous condition des apports de charge depuis l'amont (Constantine, 2006). Sans ces apports, les bancs à l'origine des défluviations vont progressivement se dégraisser et leur effet sur la dynamique latérale va devenir négligeable. Ainsi, sur l'Isar (Allemagne), des opérations pour la préservation de l'espace de mobilité (recul de digue et de suppression de protection de berge) ont été accompagnées d'élargissements artificiels et de l'augmentation artificielle des apports sédimentaires depuis l'amont (Malavoi, 2006).

Cette préconisation peut donc être envisagée si l'objectif visé est la **préservation** de la dynamique de secteurs non affectés par le déficit sédimentaire. Elle n'est en aucun cas suffisante dans le cadre d'une **réhabilitation** du transfert de la charge de fond. En effet, la suppression des protections de berges ou des digues sur des secteurs déficitaires, particulièrement dans les secteurs peu sinueux ou présentant des berges cohésives, n'est pas en soi suffisante pour rétablir les érosions de berge. Des actions complémentaires sont alors à prévoir pour maintenir artificiellement cette érosion latérale : réactivation des processus d'érosion latérale et introduction de charge à l'amont de ces tronçons.

3. Redynamisation artificielle des érosions de berges

La ripisylve est souvent considérée comme un frein à l'érosion de berge, car elle peut augmenter la cohésion de sédiments en développant des systèmes racinaires dans la matrice, et elle réduit les vitesses des écoulements de plein bord (Gray et MacDonald, 1989 ; Thorne, 1990). La suppression de cette végétation peut alors être considérée comme un moyen de rendre ces berges moins résistantes aux processus d'érosion. Peu d'études ont cependant permis de quantifier l'effet de cette végétation sur les taux de migration des méandres. Certaines ont démontré que la végétation herbacée dense renforce les berges (Micheli et Kirchner 2002). D'autres auteurs ont pu observer, sur des cours d'eau du Midwest (États-Unis) (Odgaard, 1987) ou sur la Sacramento River (États-Unis) (Micheli *et al.*, 2004), que les tronçons fluviaux bordés de forêt présentaient des taux de migration de méandres deux fois moins importants que les tronçons bordés de terres agricoles. En revanche, sur la Upper Illinois River (États-Unis), Harmel *et al.* (1999) ne constatent aucune différence significative des taux d'érosion en fonction du type d'occupation du sol (forêt, herbacée ou mixte) sur le long (1979-1991) ou le court terme. De même, Constantine (2006) a démontré sur la Sacramento River (États-Unis) que le rôle de la végétation reste, sur le long terme, très limité par rapport à d'autres facteurs (caractéristiques sédimentaires des berges, volume de sédiments provenant de l'amont). Sur l'Ain, il a été également démontré que la présence de forêt en berge n'empêche pas l'érosion. Ainsi, la période

1991-2000 est de loin la plus efficace en termes d'érosion latérale alors que le corridor a atteint son maximum de boisement depuis 1945 (Dufour, 2005 ; Lassetre *et al.*, 2007).

Ce type d'opération a déjà été réalisé sur la Béoux dans le cadre d'un programme LIFE environnement Eau et Forêt (CNRS-UMR5600, 2006). Ce cours d'eau a connu récemment une importante incision et une rétraction du fait d'un tarissement des apports sédimentaires. La terrasse, résultant de ces ajustements morphologiques récents, a fait l'objet d'une coupe forestière et d'un dessouchage de façon à faciliter la reprise des matériaux lors des crues. Ces travaux ont été réalisés en avril 2005 et font aujourd'hui l'objet de suivis.

D'autres moyens peuvent également être imaginés pour forcer la mobilité en plan d'un chenal, tels que la construction d'épis par exemple ou d'abaissement des berges. Peu d'expérience de ce type, à notre connaissance, n'ont déjà fait l'objet de publications hormis dans des contextes de cours d'eau à faible énergie (Rommelzwaal et Platteeuw, 2001).

D/ Interventions à échelle locale : introduction artificielle de charge grossière

Ce type d'action représente principalement un moyen de limiter les effets induits par de faibles apports sédimentaires, qui se traduisent souvent par une disparition des habitats piscicoles, des frayères ainsi que par une fragilisation des ouvrages de franchissement. Deux techniques d'introduction artificielle de sédiments existent et visent soit à reconstruire des formes fluviales du chenal soit à introduire passivement les sédiments.

1. Description des techniques d'introduction

La première solution (**recréation de formes fluviale**) est la plus ambitieuse, car il s'agit de reconstituer des formes intervenant dans le fonctionnement géomorphologique (fig. 4.3) : bancs de galets, séquence seuil-mouille, modification de la forme des sections pour rétablir le $Q_{1,5}$ comme débit de plein bord dans les secteurs fortement incisés...

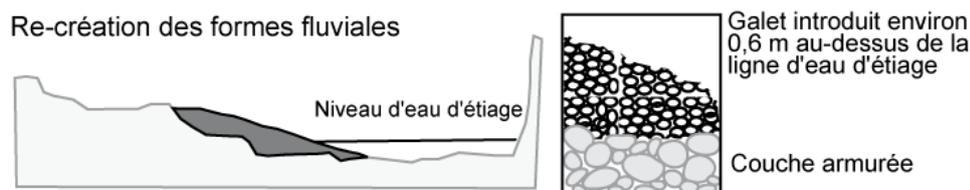


Figure 4.3 - Techniques d'introduction de sédiments exogènes par r cration de formes fluviales (d'après McBain et Trush, 2003)

La mise en dépôt de sédiments par reconstruction de bancs latéraux limite considérablement les altérations dans le chenal en utilisant des pelles mécaniques avec de long bras. Deux phases sont théoriquement à considérer lors de l'application de cette technique. Il s'agit, dans un premier temps, de reconstituer les formes fluviales permettant un bon fonctionnement écologique et géomorphologique puis, dans un second temps, de maintenir ces formes assurant le bon fonctionnement du cours d'eau et compenser le manque d'apports sédimentaires depuis l'amont (Bunte, 2004).

La seconde technique (dite **passive**) consiste à disposer des sédiments sur des zones où les contraintes seront ensuite suffisamment conséquentes pour permettre leur dispersion. Ces sédiments iront alors remplir les mouilles ou se déposer sur les bancs dégraissés du fait du déficit (Bunte, 2004). Cette technique nécessite des volumes de sédiments conséquents avant que la nouvelle répartition des sédiments ne permette, par exemple, l'installation de frayères (fig. 4.4).

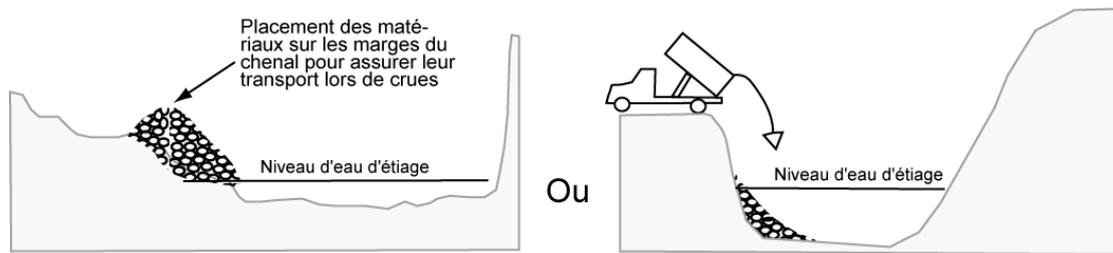


Figure 4.4 - Techniques d'introduction de sédiments exogènes par dispersion passive (d'après McBain et Trush, 2003)

La possibilité de recréer des formes stables est soumise à l'absence, ou faible fréquence, de mise en mouvement de la charge introduite, les bancs étant rapidement dégraissés si la mobilité des sédiments est trop fréquente. Même pour de faibles débits, si les apports de sédiments ne sont pas continus, la charge introduite est progressivement érodée (Paintal, 1971). Merz *et al.* (2006) constatent ainsi la perte annuelle de 3 à 20 % des volumes de sédiments initialement introduits pour la réhabilitation des frayères de salmonidés, sur trois sites de la Mokelumne River (États-Unis). Ils observent également sur le site le plus anciennement réhabilité, une perte de 50 % des volumes introduits après 4 ans de suivis. L'exportation de la charge introduite peut être limitée par la mise en place de structures de rétention telles que de larges débris ligneux ou de gros blocs qui modifient la dynamique hydraulique et favorisent le dépôt des sédiments à proximité. Le succès de ces opérations de recharge repose ainsi sur un bon équilibre entre les volumes, la taille des sédiments introduits et les capacités du cours d'eau à les mobiliser (Wheaton *et al.*, 2004).

Si la mobilité de la charge est insuffisante, un colmatage des sédiments (Wilcock *et al.*, 1996, Gayraud *et al.*, 2002) ou le développement de végétation aquatique (Smith *et al.*, 2004) peuvent intervenir et contribuer à réduire considérablement les activités de frai des populations piscicoles (Chapman, 1988 dans Wheaton *et al.*, 2004). Le mouvement des particules lors des crues est indispensable pour le nettoyage des frayères, le renouvellement des granulats et le maintien d'un substrat approprié pour le frai des poissons (Gilvear, 1999). Sur les cours d'eau équipés de barrages et présentant des débits trop fortement altérés pour être en mesure de soutenir une dynamique morphologique, des interventions artificielles sont nécessaires (ex : augmentation des entrées sédimentaires) pour éviter un retour rapide des sites réhabilités vers une nouvelle dégradation de la qualité et de la diversité des habitats (Wheaton *et al.*, 2004.).

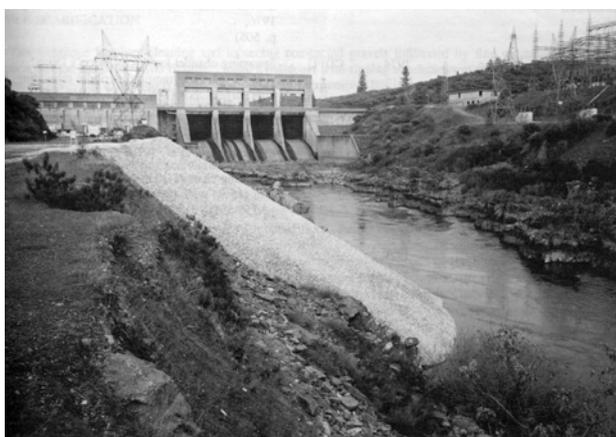
2. Origine des sédiments réintroduits

Les sédiments utilisés peuvent avoir différentes provenances. Ils peuvent être achetés auprès de carrières privées, ou provenir de carrières gouvernementales spécifiquement mises en fonction. Ils peuvent également être extraits dans les plaines alluviales qui ne sont plus connectées au chenal du fait de la réduction des débits ou de l'incision du chenal principal (Bunte 2004). Contrairement à d'autres mesures de gestion des cours d'eau, l'introduction artificielle de sédiments ne vise pas à modifier les capacités de transport du cours d'eau. La charge réintroduite doit donc être adaptée en quantité et en qualité aux conditions hydraulique et sédimentaire du tronçon fluvial considéré. Ainsi, en plus des questions pratiques de faisabilité, de logistique ou de disponibilité de matériaux pour

alimenter le cours d'eau, les caractéristiques sédimentaires sont à prendre en considération, car elles jouent un rôle important lors des processus de tris granulométriques, de la dispersion et de l'abrasion (Gözl, 2004). Les matériaux réintroduits doivent ainsi présenter les caractéristiques les plus proches possibles de celles des sédiments déjà présents dans le système.

3. Exemples d'introduction artificielle de charge grossière

Diverses expériences de recharge sédimentaire ont déjà été menées sur des cours d'eau importants. Le plus grand nombre a été réalisé aux États-Unis et particulièrement en Californie où les enjeux écologiques et économiques sont forts du fait d'importantes populations de salmonidés présentes dans ces cours d'eau, et de la pêche commerciale qui en dépend dans le Pacifique (Kondolf et Matthews, 1993 ; Kondolf *et al.*, 2005).



Photographie 4.3 - Opérations de dépôt de charge grossière à l'aval du barrage Keswick sur la Sacramento (Kondolf et Matthews, 1993)

Des actions fréquentes, de grande ampleur et coûteuses ont déjà été effectuées dans la Central Valley sur plusieurs cours d'eau depuis 1968 (tab. 4.2).

Tableau 4.2 - Volumes de matériaux utilisés et coût des opérations dans le cadre des projets d'introduction artificielle de la charge de fond en aval des barrages de la Central Valley, de 1968 à 2000 (Kondolf, communication personnelle)

Cours d'eau (barrage)	Années	Nombre de projets	Volumes (m3)	Coût total \$ US
Hat Creek (Crystal Lake)	1968-1971	1	nr	nr
Trinity (Lewiston Dam)	1972-2000	12	27 851	347 765
Middle Creek	1998	1	141	3 835
Clear Creek (Whiskeytown)	1996-2000	7	18 133	500 000
Sacramento (Keswick)	1978-1999	13	205 323	3 905 000
Battle Creek	1993	1	392	nr
Payne's Creek	1986-1987	2	1133	nr
Mill Creek (Clough Dam)	1988-1991	2	1068	64 561
Feather (Oroville)	1982-1987	2	3860	nr
Hammilton Branch (Almanor)	2000	1	23	nr
Granite Creek	A venir	1	nr	nr
Opapee Creek	A venir	1	nr	nr
American (Nimbus)	1991-1999	2	4165	530 000
Dry Creek	1999	1	plus de 150	12 250
Mokelumne (Camanche)	1990-1999	8	11 127	299 575
Stanislaus (Goodwin)	1994-1999	6	25 327	1 420 240
Tuolumne (La Grange)	1993-1999	2	13 579	440 975
Merced (Crocker-Hoffman)	1986-1999	8	3 641	620 773
Helms Creek (Courtwright)	1985	1	5	12 000
Total : 19 cours d'eau		82	315 922	2 831 734

nr : non renseigné

Des opérations similaires ont été également menées en France. Ainsi sur le Rhin, en collaboration avec la Bundeanstalt für Wasserbau (Office fédéral de l'aménagement hydraulique allemande), des opérations annuelles d'introduction de sédiments grossiers (0-63 mm) à partir de barges à clapet sont en cours depuis 1978 en aval du barrage d'Iffezheim (fig. 4.5).

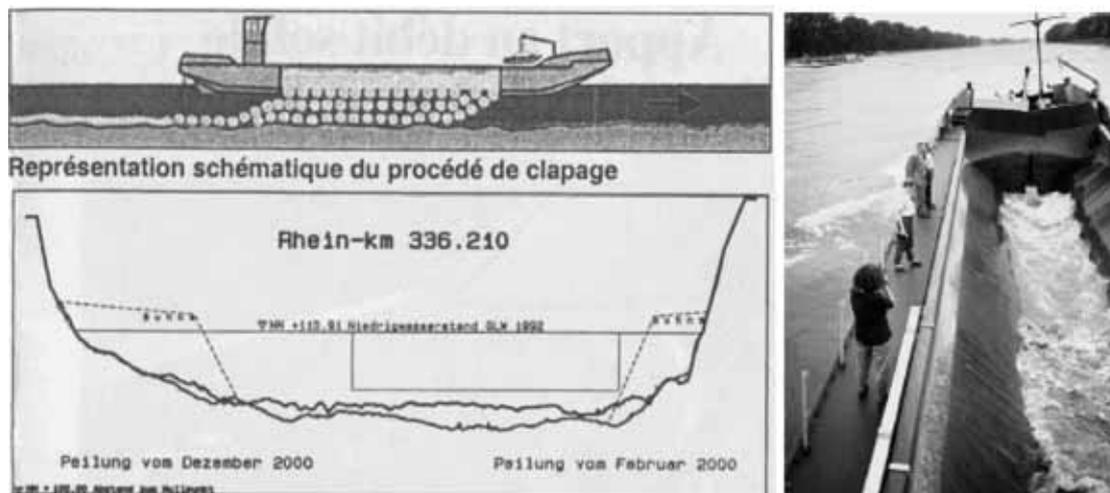


Figure 4.5 - Procédés d'introduction de sédiments à partir de barges à clapers (Gölz, 1994, et cliché de Kondolf)

Ces apports ont pour objectif de freiner l'incision du chenal, facteur de sévères dommages économiques et écologiques (Gölz, 1994). La quantité moyenne annuelle de matériaux déversés s'élève à 170 000 m³, et varie en fonction du régime naturel du Rhin (Kuhl, 1992). Le coût annuel moyen de ces opérations est estimé à environ 5 millions d'euros. De façon plus classique, d'autres opérations de recharge artificielle ont été ponctuellement menées sur le haut Rhône à l'aval du barrage de Motz, dans le Rhône court-circuité de Chautagne. Ainsi en 1997, environ 22 000 m³ de sédiments ont été mis en place dans le lit du cours d'eau par les services techniques de la Compagnie nationale du Rhône, pour un coût d'environ 60 000 euros (CNR, Agence de Belley, communication personnelle).

Enfin, une expérience originale a été récemment menée sur le Danube (Autriche) (Reckendorfer *et al.*, 2005), où des introductions artificielles de sédiments particulièrement grossiers (> 200 mm) ont été effectuées, non pour aider le cours d'eau à se recharger en sédiments, mais pour augmenter la taille des matériaux constituant le fond du chenal. L'objectif de cette opération est ainsi de constituer un pavage artificiel du lit et de réduire de 80 à 90 % l'incision actuelle du fleuve sur un tronçon de 45 km en aval de Vienne. L'incision restante sera compensée par l'injection annuelle de 40 000 m³ de sédiments dont la taille correspond à celle des sédiments constituant naturellement le lit. Cette solution est économiquement réalisable, contrairement à l'injection annuelle de 400 000 à 450 000 m³ de sédiments qui aurait été nécessaire pour la stabilisation totale du profil en long si les caractéristiques granulométriques initiales du chenal avaient été respectées. L'impact écologique de

cette opération a été anticipé et des actions visant à réhabiliter les connexions entre le chenal et les bras morts ainsi que la forme des berges ont été parallèlement menées. L'inconvénient majeur de cette approche réside dans le fait que les hélices des bateaux empruntant le chenal sont plus fréquemment endommagées par les sédiments plus grossiers.

L'introduction artificielle de charge demeure cependant une action appartenant encore au domaine expérimental, et les résultats restent difficiles à prédire (Bunte, 2004). Ces introductions doivent donc être impérativement accompagnées de campagnes de suivi afin de déterminer la mobilité et la répartition de la charge introduite dans le but d'adapter progressivement les volumes aux capacités de transport du cours d'eau ou de modifier les points d'introduction de la charge. Ces projets de réhabilitation font rarement l'objet de suivi après travaux. Ces derniers, lorsqu'ils existent, sont principalement menés sur le court terme et les résultats semblent de fait positifs (Merz *et al.*, 2006).

Gestion de la charge de fond dans la basse vallée de l'Ain

A/ Introduction

B/ Sélection et présentation des actions

1. Choix des actions
2. Modalités pour la réactivation artificielle des érosions de berge
3. Utilisation des sédiments issus du programme de réhabilitation des bras morts de l'Ain

C/ Sélection des sites d'action prioritaires et évaluation de la faisabilité du projet

1. Évaluation des stocks sédimentaires disponibles en lit majeur
2. Estimation des coûts de traitement des sédiments
3. Évaluation des volumes de sédiments produits dans le cadre du projet de réhabilitation des bras morts
4. Actions réalisées dans le cadre du programme LIFE Nature

D/ Conclusion

A/ Introduction

Comme nous avons pu l'observer précédemment, le déficit sédimentaire de la basse vallée de l'Ain est déjà tangible sur un tronçon fluvial s'étendant du barrage d'Allement au secteur de Villette-sur-Ain. Ce secteur comporte à présent une faible densité de bancs de galets, fortement dégraissés de surcroît. La disparition progressive de ces bancs a contribué à limiter les érosions latérales et le renouvellement des habitats riverains. La mobilité latérale est encore significative à l'aval du pont de Gévrieux, c'est-à-dire sur les secteurs peu affectés par la vidange sédimentaire progressive du système. Comme nous l'avons observé dans le chapitre précédent, la dynamique morphologique de ces secteurs, qui assure le maintien d'une diversité d'espèces et d'habitats, est menacée à court terme. Il semble ainsi évident que les entrées sédimentaires actuelles soient insuffisantes pour enrayer la progression aval du déficit sur ces secteurs. Deux types d'action sont alors envisagés. Il s'agit, dans un premier temps, de stopper la progression du front de déficit (environ 500 m.an^{-1} cf. chapitre 2-partie 2) pour préserver la dynamique des secteurs qui n'ont pas été encore affectés par le déficit sédimentaire. Dans un second temps, une autre action peut être engagée dans le but de réhabiliter le fonctionnement géomorphologique des secteurs déjà affectés par le déficit sédimentaire.

Nous sélectionnerons ainsi, dans cette partie, les actions qui peuvent être engagées sur l'Ain ainsi que les sites sur lesquels il est pertinent d'intervenir. Nous présenterons, ensuite, les opérations de recharge artificielles qui ont déjà pu être réalisées à titre expérimental et dont les résultats pourront servir de base de réflexion pour la réalisation d'un véritable plan de gestion durable de la charge de fond.

B/ Sélection et présentation des actions

1. Choix des actions

Entreprendre des travaux pour la réactivation de la production sédimentaire dans le bassin versant tels que ceux mis en œuvre sur la Drôme n'est pas envisageable dans le cas de notre tronçon fluvial, celui-ci étant à l'aval d'une chaîne de cinq barrages qui piègent les sédiments provenant de l'amont. L'ensemble de ces ouvrages est en cours d'exploitation et il est actuellement impossible d'imaginer leur suppression. Nous ne pouvons pas non plus transférer artificiellement, vers l'aval, les sédiments piégés dans les réservoirs. La chaîne de barrage est longue (45 km entre la retenue de Vouglans et Allement) et il n'est pas économiquement envisageable d'installer des conduites de sédiments sur de telles distances ou même d'installer ce type d'équipement dans chaque réservoir pour maintenir la continuité sédimentaire jusqu'à l'entrée de la basse vallée. Ces opérations nécessiteraient également une connaissance assez précise, que nous n'avons pas, de la composition et du volume des matériaux présents dans la retenue afin de ne pas rejeter trop de limons à l'aval et risquer une surmortalité des populations piscicoles par asphyxie. L'importance considérable de la capacité du réservoir de Vouglans (600 millions de m³) dispense actuellement EDF de mesures de suivis de sédimentation. L'utilisation de barges identiques à celles employées sur le Haut Rhône n'est pas non plus envisageable sur le seul barrage d'Allement, car peu de sédiments grossiers entrent dans son réservoir (environ 2 à 3 000 tonnes.an⁻¹, soit 750 à 1 100 m³.an⁻¹) (A. Poirel, EDF, communication personnelle).

Aucune action visant la réhabilitation de la continuité sédimentaire longitudinale ne semble ainsi envisageable. Seuls deux grands types d'actions restent alors à considérer : les reconnections latérales ou l'introduction artificielle de sédiments exogènes, ou provenant de la plaine alluviale. L'utilisation de sédiments exogènes a vite été écartée car l'apport annuel de 10 à 15 000 m³.an⁻¹ par camion nécessiterait de fréquents passages de véhicules (environ 80 aller-retours sur 1 mois) qui risqueraient de perturber le milieu et d'engendrer des nuisances pour les riverains. De plus, si le coût d'achat des matériaux peut être limité dans le cadre d'accords avec les carriers locaux, le coût induit par le transport des granulats est trop élevé pour pouvoir être envisagé sur le long terme (Rollet *et al.*, 2005). Il convient donc d'envisager des scénarios de gestion réduisant au maximum ou supprimant toute contrainte de transport, basés sur le principe de remobilisation de la charge stockée dans la plaine alluviale.

La préservation de l'espace de mobilité et le rachat de terrains pour la préservation des zones d'érosion sont des actions qui ont déjà été engagées sur l'Ain, mais dont nous avons pu constater l'insuffisance. La suppression des ouvrages de protection des berges ne peut concerner que 7 à 8 % du linéaire de la basse vallée (Piégay *et al.*, 2000) et la plupart de ces protections étant au droit de piles de pont ou de routes, il n'est pas possible de les supprimer. La végétation mature ou pionnière dense ne semble pas représenter une entrave aux processus d'érosion de berge, comme le soulignent les suivis photographiques. Les secteurs érodés entre 1991 et 1996 sont pour une grande part des secteurs boisés (fig. 4.6). La forêt ne contribue ainsi pas à limiter l'érosion latérale car les

systèmes racinaires ont eu peu d'influence sur la cohésion de ces berges essentiellement graveleuses (Dufour, 2005, Lassetre *et al.*, 2007). Seules des interventions mécaniques sont alors envisageables pour la remobilisation latérale des sédiments.

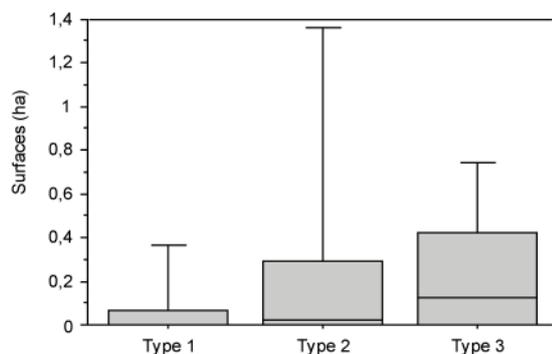


Figure 4.6 : Surfaces érodées sur la basse vallée de l'Ain par segments de 250 m entre 1991 et 1996, dans les secteurs à méandres mobiles en fonction du type d'occupation végétale des berges (type 1 : végétation ouverte, type 2 : lande arbustive ou végétation pionnière éparse, type 3 : végétation pionnière dense et post-pionnière) (d'après Dufour, 2005)

2. Modalités pour la réactivation artificielle des érosions de berge

2.1. Utilisation de déflecteurs dans la bande active

Des épis de déflexion pourraient être préconisés pour que les érosions se développent sur des sites offrant de fortes potentialités de recharge en galets. Cette technique de recharge par réactivation de l'érosion latérale est très dépendante de l'hydrologie. Une année sans crue supérieure au $Q_{1,5}$ (environ 670 m^3) ne connaîtra pas de recharge importante. De plus, l'impact paysager d'épis, utilisés comme déflecteurs, peut être particulièrement déplaisant. Cette solution nécessiterait alors une campagne de communication importante auprès des usagers du cours d'eau et des riverains. Enfin, cette option nécessite de prévoir l'allongement progressif des épis, ou des constructions répétées, au fur et à mesure de l'élargissement de la section aménagée. Dans les cas où l'assise des berges repose sur les affleurements marneux, des travaux à la pelle mécanique seront peut-être nécessaires pour créer des brèches, casser la cohésion des berges et initier le processus d'érosion.

2.2. Décaissement des volumes stockés en berge

Une technique de décaissement consiste à remobiliser des matériaux stockés en berge par un abaissement des berges au moyen de pelles mécaniques. Les sédiments prélevés peuvent être directement étalés dans le chenal pour être repris lors de la prochaine crue. La taille des sédiments ainsi déstockés est adéquate car ces particules, bien que situées dans le lit majeur, constituaient souvent le lit mineur au milieu du 20^e siècle. Cette solution présente l'avantage d'être relativement peu coûteuse : elle ne nécessite ni achat, ni transport de sédiments. De plus, il serait possible de planifier les opérations sur le long terme. Enfin, en abaissant les hauteurs de berges dans des secteurs incisés, cette technique permet de redynamiser les échanges entre le chenal et sa plaine d'inondation, et favorise la création de milieux pionniers aujourd'hui disparus sur ces secteurs. Il s'agit d'une

véritable opération de réhabilitation dont les coûts sont minimisés puisque les travaux ne nécessitent pas l'enlèvement du matériau. Il est, de plus envisageable, de réduire encore ces coûts en mettant en place des conventions avec les carriers exploitant actuellement le lit majeur de l'Ain, pour que ces derniers réalisent les travaux en échange d'extension d'autorisation d'exploitations.

3. Utilisation des sédiments issus du programme de réhabilitation des bras morts de l'Ain

Le syndicat de gestion de la Basse Vallée de l'Ain a bénéficié, de 2003 à 2006, d'un programme LIFE Nature intitulé « Conservation des habitats par la dynamique de la rivière d'Ain », soutenu également par le Conservatoire Rhône-Alpes des espaces naturels, le ministère de l'Écologie et du développement durable, la Région Rhône-Alpes, le Département de l'Ain et l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse. Ce projet visait en partie la réhabilitation de bras morts déconnectés du chenal principal du fait de l'incision et de la perte de mobilité en plan. La principale action de réhabilitation a été de reconnecter ces annexes au chenal principal en abaissant leur lit. D'importants volumes de sédiments grossiers étaient ainsi susceptibles d'être extraits de l'ancien lit de l'Ain. Ces sédiments ont été utilisés pour procéder aux premières phases expérimentales de recharge artificielle sur la basse vallée et tester les capacités de dispersion du chenal.

En résumé, la technique la plus durable et la plus appropriée dans le cas de la basse vallée de l'Ain est celle d'une ré-activation de l'érosion latérale initiée par un décaissement des berges. Des actions ponctuelles liées à d'autres programmes de réhabilitation Life Natura peuvent également être mises en œuvre. La réussite de telles opérations reposent cependant sur la sélection des secteurs les plus appropriés pour leur application.

C/ Sélection des sites d'action prioritaires et évaluation de la faisabilité du projet

La recharge doit être effectuée le plus en amont possible de la basse vallée pour que les sédiments introduits restent le plus longtemps possible dans le système et elle doit être impérativement localisée en amont des secteurs morphologiquement dynamiques qui peuvent encore être préservés. Ces premières contraintes limitent ainsi l'action de recharge au tronçon Allement-Villette-sur-Ain. Il semble cependant délicat d'intervenir en amont de Pont d'Ain étant donné que le secteur entre Allement et Pont-d'Ain comporte trois seuils de dérivation susceptibles de piéger les sédiments en transit. Seul le secteur Varambon-Villette apparaît alors comme le plus approprié.

Les sites d'action prioritaires ont été définis sur ce secteur selon deux critères principaux : le potentiel de recharge des différentes zones érodables et le coût nécessaire pour l'extraction et l'introduction des sédiments grossiers.

1. Évaluation des stocks sédimentaires disponibles en lit majeur

Les volumes de matériaux stockés dans la plaine alluviale ont été estimés au niveau des convexités, entre Varambon et Villette-sur-Ain, en utilisant les mesures de hauteurs de berge, en différenciant le limon et le galet, et en sélectionnant des aires qui pourraient être artificiellement remaniées, compte tenu des faibles enjeux existants. Quatre secteurs d'action (A à D) ont été retenus (fig. 4.7), chacun correspondant à une convexité. Ces secteurs représentent les superficies maximales exploitables. Sur chacun de ces secteurs, trois scénarios d'intervention ont été définis en fonction de l'étendue spatiale des actions envisagées et du degré d'impact sur les installations anthropiques (exploitations agricoles principalement). Dans le contexte des scénarios 1 (scénario *a minima*, largeur inférieure à 100 mètres) et 2 (largeur supérieure à 100 mètres), seules sont considérées les surfaces où aucune parcelle agricole n'a été recensée. En revanche, le scénario 3 prévoit l'érosion de quelques prairies sèches et des parcelles agricoles présentes au milieu de la forêt alluviale. Sa réalisation amènerait le chenal principal à quelques dizaines de mètres des zones de forte activité agricole et pourrait ainsi engendrer un risque d'érosion de ces parcelles (fig. 4.7A)

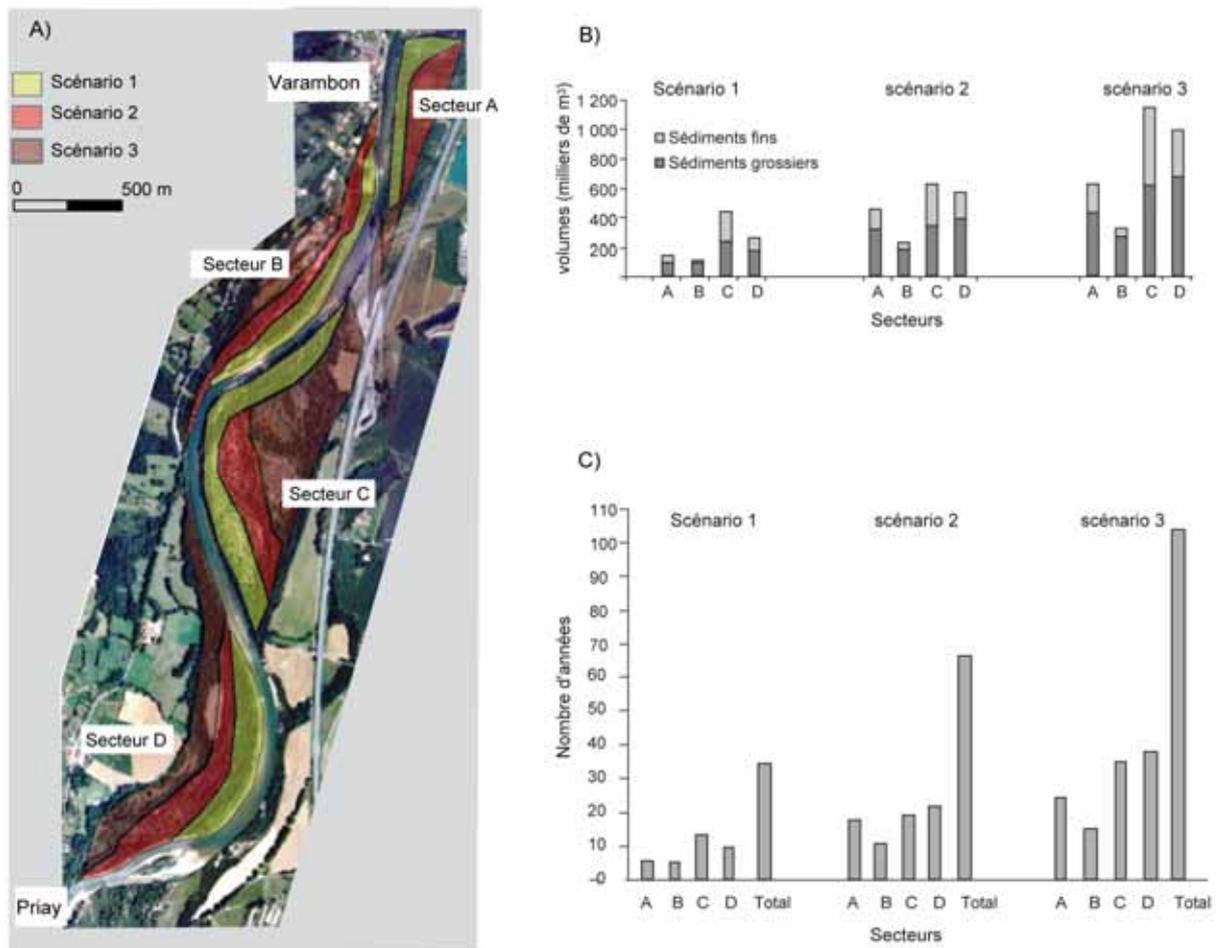


Figure 4.7 - (A) cartographie des secteurs et scénarios déterminés pour les actions de remobilisation de la charge stockée dans la plaine alluviale, (B) volumes de galets et de sédiments fins disponibles et (C) nombre d'années de recharge possibles du fait de l'exploitation de ces secteurs, selon les différents scénarios retenus

L'ensemble des secteurs étudiés présente un potentiel de recharge variant de 600 000 m³ (scénario 1) à 2 millions de m³ (scénario 3) de sédiments grossiers (fig. 4.7B). Ces volumes sont ainsi suffisants pour enrayer la progression du déficit sédimentaire durant 40 à 130 ans environ, sur la base d'une introduction moyenne annuelle de l'ordre de 15 000 m³ (fig. 4.7C). Les secteurs C et D présentent le plus important potentiel de recharge (610 à 665 000 m³ de sédiments grossiers au maximum, soit 41 à 44 ans de recharge), alors que le secteur B présente le plus faible stock (260 000 m³ soit 18 ans de recharge). Cependant, la production spécifique du secteur A est plus intéressante (2 m³ de sédiments grossiers par m² traité), dans le sens où ce secteur dispose d'une importante épaisseur de galets (2 m) mais une fine couche de sédiment fin (1 m). Ainsi, dans le cadre de l'application du scénario 2, plus réaliste que le scénario 3, les volumes de sédiments grossiers disponibles dans le secteur A sont équivalents à ceux produits par les secteurs C et D, alors que les volumes de sédiments fins sont moindres.

2. Estimation des coûts de traitement des sédiments

Selon le type d'occupation du sol des secteurs d'intervention déterminés, nous avons recensé les opérations nécessaires pour la remobilisation des stocks de sédiments grossiers. Cette approche nous permet de définir le secteur sur lequel les coûts sont minimales. Près de 80 % du périmètre définis pour la réalisation de ces actions de remobilisation artificielle appartient au domaine public (communal ou domaine public fluvial) (E. Favre, CREN, communication personnelle). Nous n'avons donc pas intégré le coût induit par le rachat des quelques parcelles privées présentes sur les secteurs étudiés au coût des traitements. Ces derniers prennent cependant en compte les opérations de traitement de la végétation en place (coupe, dessouchage...), l'extraction et le transport des sédiments fins, les opérations de décaissage mécanique des berges et de mise en dépôt du galet dans le lit mineur (Rollet *et al.*, 2005).

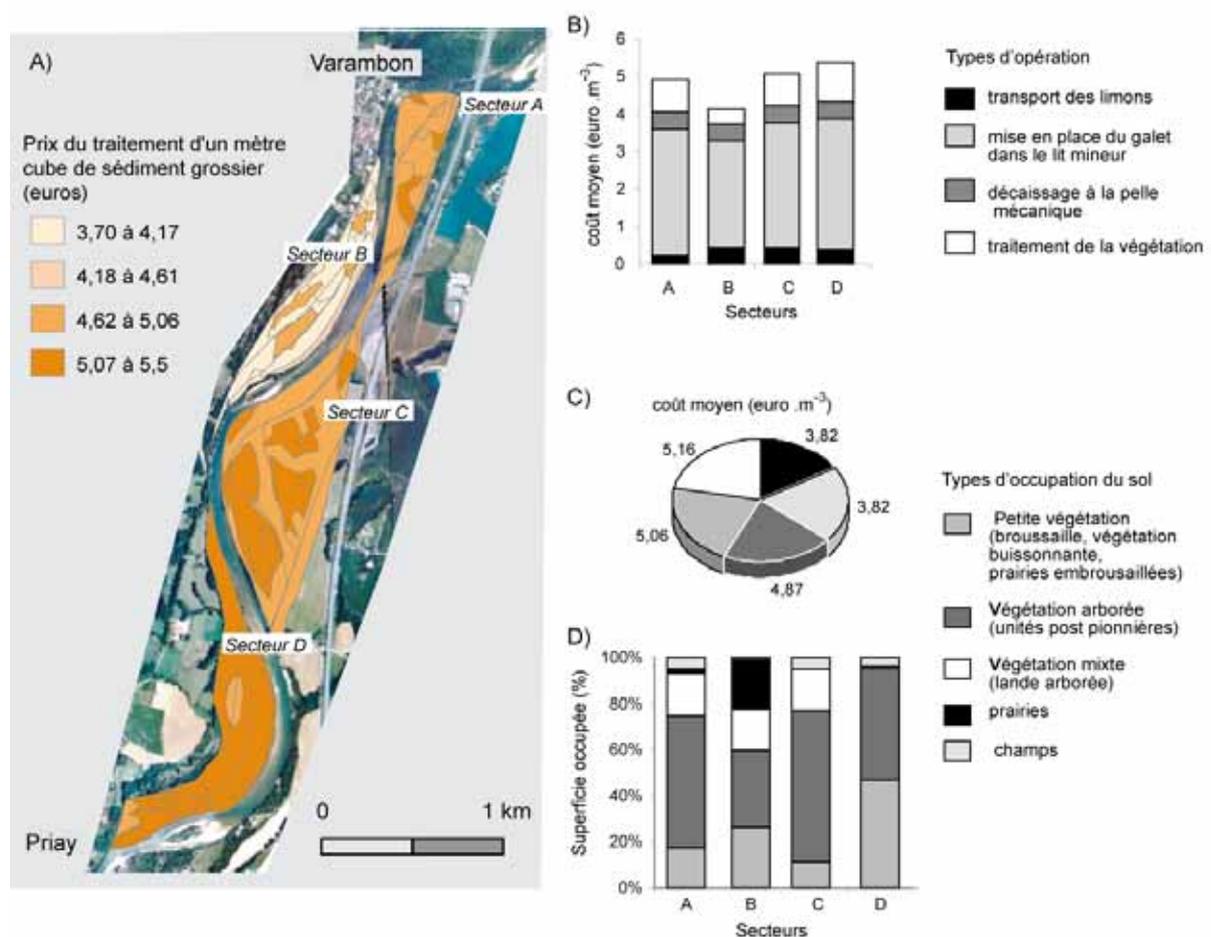


Figure 4.8 : (A) Coûts des opérations de talutage de berge au m³ de sédiments grossiers traités, coûts moyens des opérations de talutage (B) par type d'opération et (C) par type d'occupation du sol, et (D) description de l'occupation du sol par grands secteurs d'intervention

Le coût de traitement des secteurs C et D est élevé (5 euros.m²), comparé au secteur B qui représente la zone exploitable la moins onéreuse (environ 4 euros.m²). (fig. 4.8A). Ces différences s'expliquent par le fait que 20 % de la superficie du secteur B sont occupés par des zones de prairies qui, comme les parcelles de champs, sont les moins coûteuses à traiter étant donné qu'elles ne nécessitent aucune opération de broyage ou de bûcheronnage (fig. 4.8B, C et D). Le montant calculé

pour les parcelles de champs ne prend cependant pas en compte les pertes économiques dues à l'arrêt de leur exploitation. De plus, il faudrait intégrer le coût lié à l'achat des terrains agricoles appartenant à des propriétaires privés (environ 3 500 euros/ha hors frais notariaux).

Il apparaît clairement que, sur l'ensemble des sites, l'opération la plus onéreuse (plus de 50 % du coût total) est la mise en place des sédiments dans le chenal (fig. 4.8B). Cette opération peut être évitée dans le cas où l'action mise en œuvre consiste uniquement à déstabiliser les zones traitées pour faciliter leur remaniement par la rivière lors des crues.

En résumé, ces premières analyses soulignent l'intérêt des secteurs A et B, en termes de productivité (m^3 de sédiments grossiers produits par m^2 traité) et de coût de traitement. Ces derniers sont susceptibles d'alimenter les opérations de recharge entre 12 et 46 ans. Bien que les secteurs C et D offrent de plus grandes superficies à traiter, leur exploitation peut être envisagée dans un second temps. Comme ils comportent des épaisseurs importantes de sédiments fins et sont largement boisés, leur exploitation est plus complexe et plus coûteuse.

3. Évaluation des volumes de sédiments produits dans le cadre du projet de réhabilitation des bras morts

3.1. Choix des sites et méthode de quantification

Trois bras morts ont été sélectionnés (fig. 4.9) sur la base de critères biologiques, géomorphologiques et socio-politiques (demande des associations de chasseurs et pêcheurs, de riverains) : lône des Carronières, des Terres Soldats et de Bellegarde. Ces trois lônes sont localisées en amont de Gévrioux, secteur affecté par une incision progressive du chenal principal depuis le siècle dernier (2 à 4 $cm.an^{-1}$ jusqu'en 1976). Du fait de l'enfoncement du lit, de la nappe d'accompagnement et du comblement par des sédiments fins, ces anciens bras ont été progressivement déconnectés et leurs superficies en eau ont été considérablement réduites (Rollet *et al.*, 2005). Ces milieux sont aujourd'hui atterris. On y observe, en effet, une régénération du frêne, espèce mésophile typique des plaines alluviales. Seuls quelques plans d'eau limitent encore ponctuellement le développement des espèces terrestres.

Chacune de ces lônes a fait l'objet de mesures topographiques détaillées (70 à 189 points de mesure) afin de déterminer leur géométrie (pente, profils en travers) et des sondages ont été effectués à la tarière (photo. 4.4A) pour estimer les volumes de sédiments fins et grossiers et leur répartition au-dessus de la ligne d'eau d'étiage du chenal actif. Les mesures topographiques ont été réalisées à l'aide d'un niveau couplé à un DGPS mono-fréquence. Du fait de l'importance du couvert végétal (photo. 4.4B et 4.4C), les mesures DGPS présentent une précision suffisante pour la localisation planimétrique des points de mesures (> 1mètre), mais insuffisante pour des mesures altimétriques. Ces dernières ont donc été réalisées à la lunette topographique.

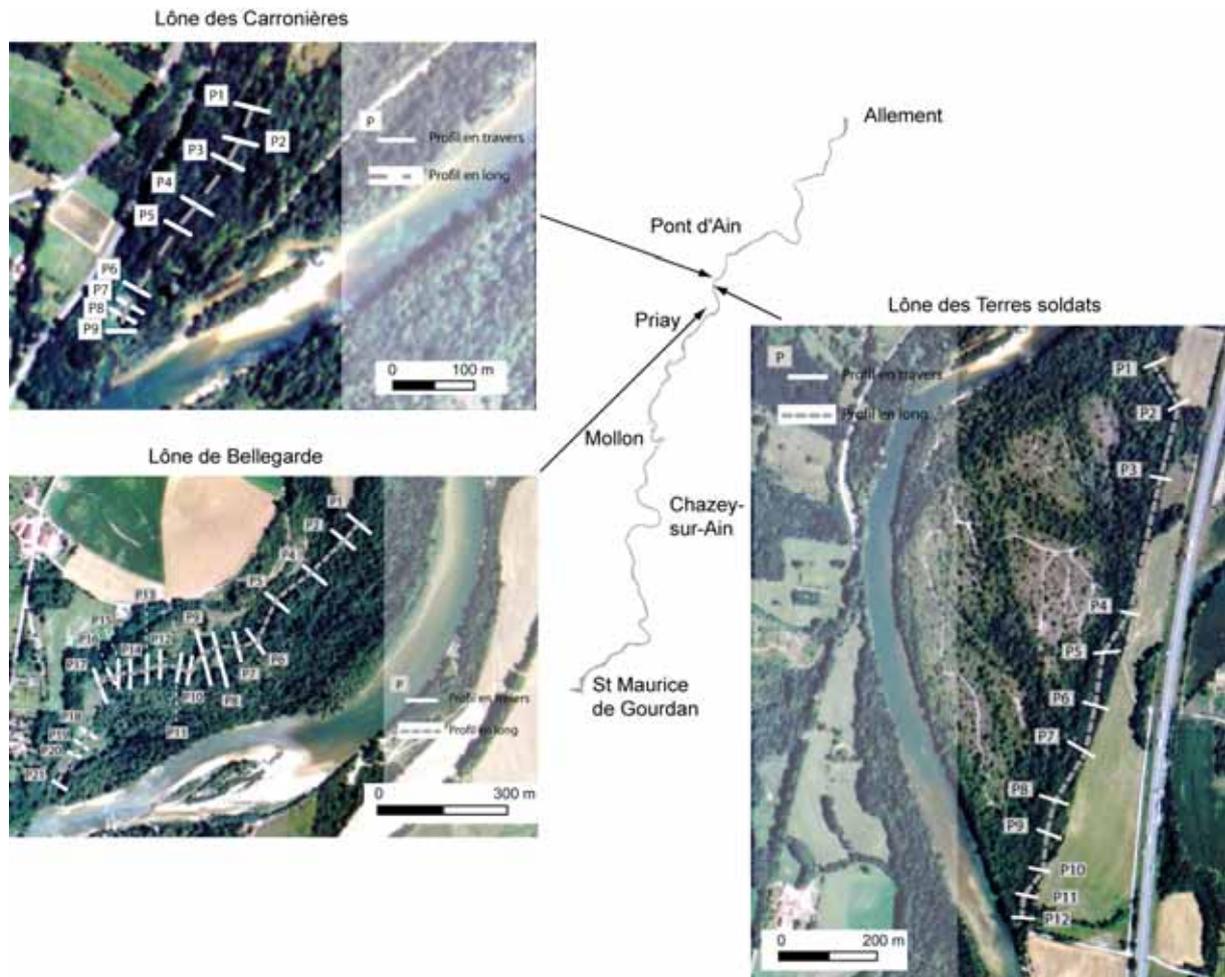
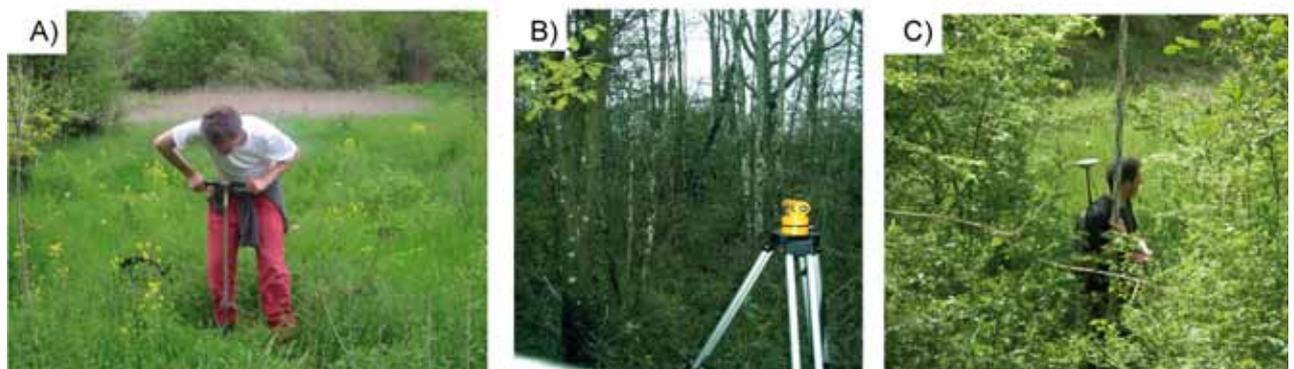


Figure 4.9 – Localisation des bras morts sélectionnés pour les opérations de restauration et position des points de mesures topographiques



Photographie 4.4 - (A) Mesures des épaisseurs de sédiments fins à l'aide d'une tarière pédologique et levés topographiques dans la lône de Bellegarde en couplant l'utilisation (B) d'une lunette topographique et (C) d'un DGPS

3.2. Volumes de sédiments à extraire dans le cadre des travaux de réhabilitation des bras morts

D'après les observations effectuées sur les photographies aériennes, il apparaît que la création de ces bras est antérieure à 1945. Hormis la lône des Terres Soldats, celles-ci semblent avoir conservé des pentes proches de celle du chenal (tab. 4.3). Leur taille est très variable et leur réhabilitation nécessite des travaux de différentes envergures, le projet le plus ambitieux étant celui des Terres Soldats. Le bras mort des Carronières présente des épaisseurs de sédiments fins deux à cinq fois plus importantes que celles des autres lônes.

Tableau 4.3 - Caractéristiques morphologiques des bras morts avant restauration et définition des zones à traiter

Bras mort	Pente moyenne (m/m)	Épaisseur moyenne de sédiments fins (m)	Longueur totale à réhabiliter (m)	Superficie concernée par la réhabilitation (m ²)
Carronières	0,0084	0,65	300	6 205
Terres Soldats	0,002	0,35	1300	46 050
Bellegarde	0,0063	0,13	900	24 434

Les mesures topographiques et sédimentaires nous ont permis de générer deux modèles numériques de terrain (MNT), l'un de la surface et l'autre du toit du galet. Pour que les lônes une fois réhabilitées soient connectées une grande partie du temps, le curage des sédiments doit au moins atteindre le niveau d'eau du chenal correspondant au débit moyen annuel ($120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Nous avons donc utilisé cette altitude comme base de référence au-dessus de laquelle les volumes de sédiments grossiers à extraire seront estimés. En intégrant la pente de la ligne d'eau du chenal principal, nous avons généré un plan matérialisant ce niveau de référence. Ces MNT ont ensuite été soustraits successivement à ce niveau de référence, puis entre eux, afin de quantifier (i) les volumes de sédiments fins reposant au-dessus du toit du galet (fig. 4.10) et (ii) le volume de sédiments grossiers à extraire dans le but de reconnecter verticalement les bras morts à la nappe d'accompagnement du chenal principal (fig. 4.11).

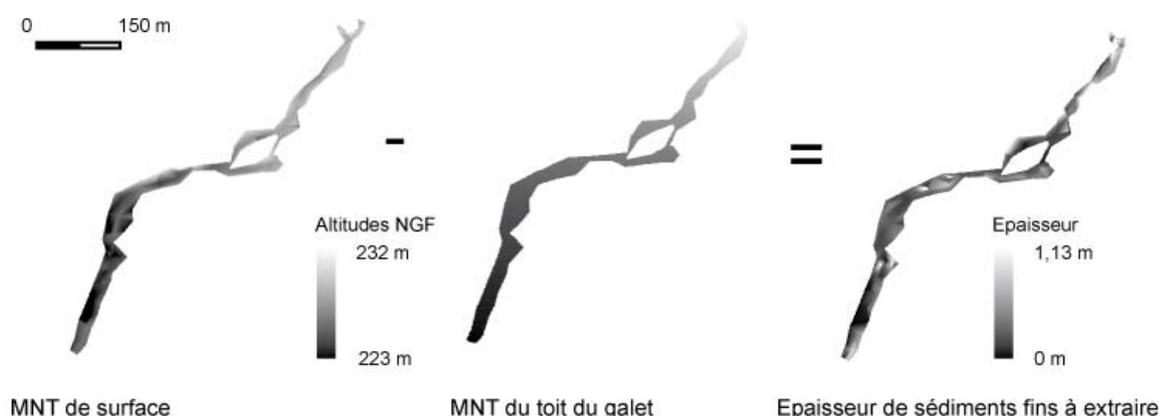


Figure 4.10 - Méthode de détermination des hauteurs et volumes de sédiments fins à extraire à partir de l'exemple de la lône de Bellegarde

Avant toute extraction de sédiments grossiers, il est important de procéder au décapage des sédiments fins qui ont participé au comblement et à l'atterrissement des bras morts. Cela permet en effet de limiter les risques de colmatage des habitats benthiques présents, en aval des zones d'introduction de la charge, ou d'asphyxie des poissons du fait de la remise en suspension des sédiments lors des opérations. Les sédiments fins ainsi décapés constituent des banques de graines intéressantes qui peuvent être ensuite utilisées pour augmenter la diversité du cortège floristique dans le cadre de la réhabilitation de carrières présentes en lit majeur (Danias, 2002 ; Massé, 2005).

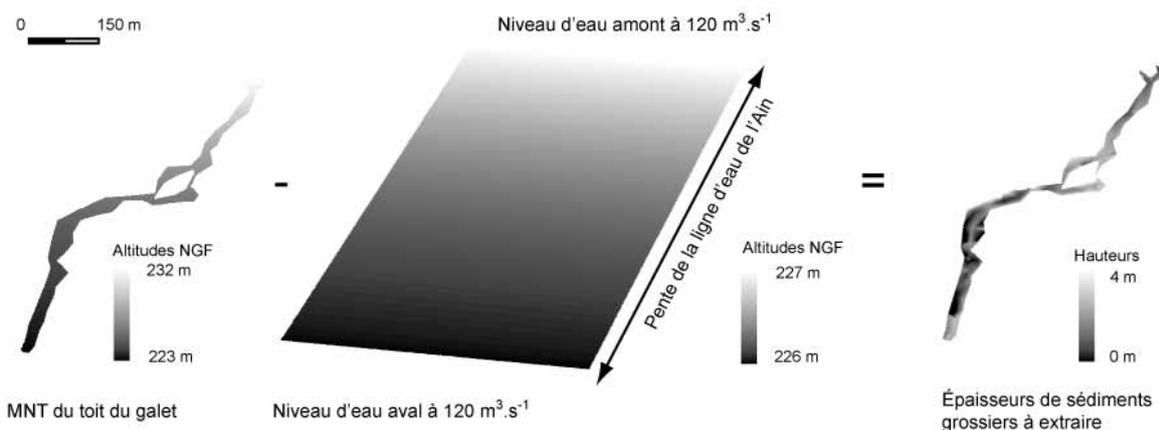


Figure 4.11 - Méthode de détermination des hauteurs et volumes de sédiments grossiers à extraire à partir de l'exemple de la lône de Bellegarde

Les volumes de sédiments fins et grossiers sont très variables (fig. 4.12A) et le bras mort des Terres Soldats présente ainsi le plus important potentiel de fourniture de sédiments grossiers (50 000 m³).

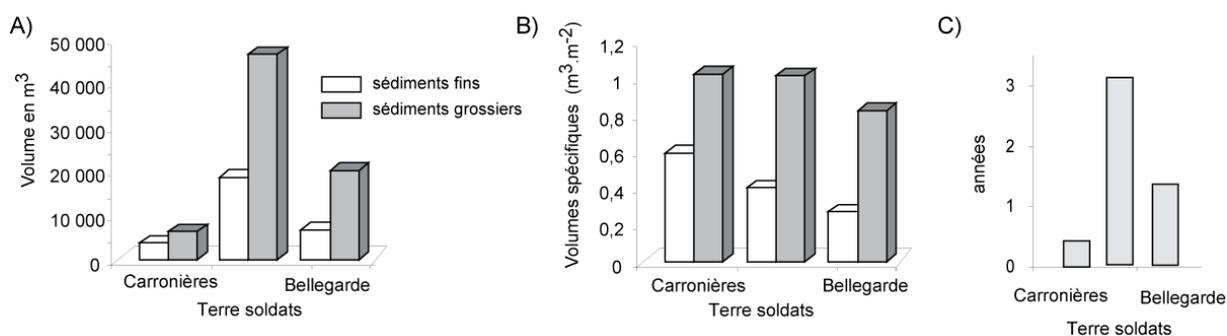


Figure 4.12 : Volumes bruts (A) et volumes spécifiques (B) de sédiments fins et grossiers à extraire dans le cadre de la restauration des lônes et (C) nombre d'années de recharge possibles du fait de l'utilisation de ces sédiments

Les sites les plus intéressants à réhabiliter sont ceux comportant le plus de sédiments grossiers rapportés au volume de fines (fig. 4.12B). L'opération de réhabilitation la plus rentable en termes de production sédimentaire est celle de la lône de Terre Soldats. Elle présente, en effet, des volumes spécifiques de sédiments grossiers importants et comporte peu de sédiments fins. Ces derniers sont plus coûteux à traiter car il faut les transporter en dehors du site ce qui induit des frais supplémentaires. La réhabilitation de ce site est susceptible de produire un volume de sédiments

grossiers (fig. 4.12C) suffisamment important pour permettre une recharge artificielle du chenal pendant trois ans sur la base d'une introduction moyenne de $15\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$.

4. Actions réalisées dans le cadre du programme LIFE Nature

Jusqu'à présent, aucune action visant à favoriser les érosions de berge n'a encore été mise en œuvre. En revanche, deux lônes ont fait l'objet d'une réhabilitation, à savoir celle de Bellegarde (photo. 4.5), du 2 au 24 novembre 2005, et celle des Carronières, du 15 février au 24 avril 2006 (photo. 4.6). L'opération a été réalisée par le Conservatoire Rhône-Alpes des espaces naturels et la maîtrise d'œuvre des opérations a été confiée à l'ONF. Ces actions s'appuient en partie sur des curages et l'approfondissement des milieux annexes, les matériaux étant laissés sur place (bois, terres, limons, vases) ou remis à la rivière (galets) conformément aux préconisations du SAGE. Le projet n'est donc juridiquement pas assimilé à une opération d'extraction de matériaux et d'affouillement de sol. Cependant, des autorisations au titre de la police de la pêche et de la police de l'eau ont dû être préalablement obtenues.



Photographie 4.5 - Lône de Bellegarde A) avant restauration, B) pendant les opérations de curage et C) après les travaux de restauration

Les matériaux extraits ont été réintroduits dans le chenal principal au moyen de chemins d'accès spécialement créés perpendiculairement au chenal principal lors des opérations de réhabilitation. Les opérations n'ont pas pu être réalisées en période d'étiage en raison des délais administratifs. Les débits ont été particulièrement élevés pendant les opérations sur le site des Carronières (Qjo moyen de $230\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ sur la période).



Photographie 4.6 - Lône des Carronières A) avant et B) après restauration, et (C) chemin d'accès au chenal principal pour la mise en dépôt des matériaux extraits

Les sédiments n'ont pas été déposés sur les bancs existants étant donné l'importante hauteur d'eau (photo. 4.6C). Ils ont été directement versés dans le chenal.

Sur le site de Bellegarde, en revanche, l'introduction a été réalisée différemment, les débits étant alors particulièrement faibles. Sur la partie amont du secteur réhabilité, les sédiments ont pu être déposés et répartis sur la surface d'un banc préexistant qui a ainsi été artificiellement engraisé (photo. 4.7A et B). Une introduction dite « passive » a été réalisée à l'aval de ce banc où la charge a été directement reversée dans le chenal (photo. 4.7C et D).



Photographie 4.7 – Mise en dépôt des sédiments extraits à partir du curage du bras mort de Bellegarde par (A et B) reconstruction artificielle d'un banc fortement dégraissé et (C et D) dépôt en masse dans des secteurs de forte contrainte hydraulique en période de hautes eaux (clichés CREN et ONF)

Les volumes de sédiments grossiers effectivement réintroduits ($18\,800\text{ m}^3$) correspondent aux volumes estimés ($20\,000\text{ m}^3$) au niveau de la lône de Bellegarde (tab. 4.4). En revanche, la réhabilitation du bras mort des Carronnières a permis l'introduction de volumes moins importants ($3\,660\text{ m}^3$) que ceux attendus ($6\,300\text{ m}^3$). Cet écart est dû à une légère sous-estimation des hauteurs de sédiments fins ainsi qu'à une réduction du linéaire réhabilité initialement prévu.

Tableau 4.4 - Volumes de sédiments fins et grossiers traités et coût (en euros) de ces traitements réalisés dans le cadre des opérations de restauration des bras morts des Carronnières et de Bellegarde (source : CREN)

	Lônes des Carronnières		Lônes de Bellegarde	
	coûts (HT)	Volumes traités (m3)	coûts (HT)	Volumes traités (m3)
Traitement des sédiments fins	2 511	2 790	6 030	6 700
Traitement des sédiments grossiers	2 379	3 660	12 220	18 800
Transport et dépôt sur les plages de sédiments grossiers	5 490	3 660	28 200	18 800
Broyage de la végétation avec broyeur puissant	2 072		3 774	
Bûcheronnage et façonnage d'arbres	1 500		3 600	
Total	13 952	10 110	53 824	44 300

La réhabilitation du bras mort des Terres Soldats sera réalisée au cours de la période 2007-2008 et ce projet pourrait permettre une nouvelle introduction de 25 000 m³ de sédiments grossiers.

La charge introduite fait actuellement l'objet d'un suivi à partir d'images aériennes haute résolution et de mesures bathymétriques (Lejot et Piégay, 2006). Il apparaît que les sédiments ont été mobilisés 3 à 4 mois après leur introduction dans le chenal. Sur le site des Carronnières, 52 % des affleurements rocheux ou calcaires ont été recouverts. Il semble ainsi que la charge réintroduite ait été mobilisée dès les premières crues intervenues après les opérations.

D/ Conclusion

Les actions entreprises aujourd'hui, visant à augmenter les volumes de sédiments constituant la charge de fond, ont à la fois un objectif écologique (maintien de la diversité écologique) et un objectif économique (préservation de la stabilité des ouvrages et maintien de la ressource en eau). Le style fluvial et les processus morphologiques associés ne sont pas reconnus comme ayant une valeur patrimoniale propre au même titre qu'une zone humide ou qu'une forêt alluviale. L'ensemble des cours d'eau sous nos latitudes sont, à présent, pour la plupart, influencés par les actions anthropiques. Les opérations de gestion n'ont ainsi plus pour objectif le retour ou le maintien d'une naturalité utopique mais la préservation de fonctionnalités écologiques, économiques et paysagères.

Les résultats du bilan sédimentaire élaboré dans le cadre de ce travail montrent l'insuffisance de mesures telles que la simple préservation d'un espace de mobilité ou l'augmentation des érosions de berges en modifiant la fréquence des débits morphogènes, comme initialement préconisé par le SAGE de la basse vallée de l'Ain. Cette dernière mesure risque, au contraire, d'accélérer le processus de vidange sédimentaire déjà en cours et ne favoriserait l'érosion des berges que sur les secteurs déjà dynamiques latéralement. Nous avons démontré que cette dynamique, si elle est génératrice de diversité, ne contribue pas à augmenter la charge de fond de l'Ain. Ces secteurs produisent autant de sédiments par érosion de leurs berges qu'ils n'en stockent sous forme de banc de convexité. La modification de la gestion des débits morphogènes est ainsi une opération coûteuse au regard des effets probablement négligeables, voire négatifs qu'elle est susceptible d'engendrer. EDF a ainsi estimé à 232 000 euros l'enjeu financier lié au libre passage d'une crue morphogène ($400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) par automne (EDF, 2007). Il serait sans doute préférable d'entamer des négociations avec cet exploitant pour l'amener à investir une partie de cette somme dans des actions participant à la recharge sédimentaire du cours d'eau en aval d'Allement, dont le coût annuel est de trois à cinq fois moins important ($50\,000$ à $80\,000 \text{ euros} \cdot \text{an}^{-1}$).

Les travaux de réhabilitation de bras morts de l'Ain ont permis d'extraire suffisamment de sédiments grossiers pour pouvoir procéder aux premières opérations ponctuelles de recharge qui font à présent l'objet de suivis annuels. Le volume réintroduit correspond grossièrement au déficit sédimentaire moyen annuel que nous avons mis en évidence précédemment (chapitre 2 et 3). Ces premières actions, même si elles ne sont que ponctuelles, et leurs suivis, vont pouvoir apporter des informations complémentaires pour affiner les différents paramètres à prendre en compte (volumes à réintroduire, localisation des actions) pour la mise en place d'un plan d'action sur le long terme. Ce plan d'action devra intégrer les opérations pour la ré-activation des berges des secteurs déficitaires que nous avons identifiées dans ce chapitre.

Conclusion générale

A/ Rappel des objectifs de la thèse

B/ La dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage

C/ L'approche géographique, un outil essentiel à la gestion durable des cours d'eau

D/ Apports méthodologiques pour l'étude de la dynamique sédimentaire d'une rivière à méandres

E/ Perspectives scientifiques

A/ Rappel des objectifs de la thèse

Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité des études initiées à la fin des années 1980 dans la basse vallée de l'Ain (Roux *et al.*, 1986 ; Bravard *et al.*, 1989 ; Fagot *et al.*, 1989 ; Bravard *et al.*, 1991 ; Piégay, 1995 ; Piégay *et al.*, 2000 ; Dufour, 2005). Celles-ci avaient déjà mis en évidence l'altération progressive de la dynamique morphologique de l'Ain et avançaient la responsabilité probable des barrages pour expliquer cette évolution. Elles reposaient sur l'analyse de documents cartographiques anciens, de photographies aériennes et de profils topographiques. Dans ce cadre, la chronologie de l'incision du chenal et de la rétraction était déjà bien connue, mais peu d'informations quantifiées étaient disponibles pour l'analyse de la dynamique sédimentaire des vingt dernières années permettant de valider l'hypothèse d'un déficit sédimentaire du fait de ces barrages. Parallèlement, les gestionnaires, conscients de la dégradation de leur cours d'eau, étaient désireux de mettre en place un plan de gestion pour lutter contre l'incision du chenal et préserver la qualité écologique de la basse vallée. Ainsi, les analyses et les réflexions développées dans le cadre de cette thèse avaient trois objectifs principaux :

- améliorer notre compréhension de la dynamique sédimentaire actuelle de la basse vallée de l'Ain (depuis 20 ans) et quantifier les effets des barrages sur l'évolution morphologique récente (50 dernières années),
- utiliser ces connaissances pour apporter des réponses concrètes aux gestionnaires du cours d'eau (mise en évidence d'un déficit de charge, localisation et quantification de ce déficit) et les aider à définir des mesures de gestion de la dynamique sédimentaire actuelle et,
- développer de nouvelles techniques de suivi des changements morphologiques et adapter des protocoles de mesure et de suivi de la charge de fond développés sur d'autres types de cours d'eau.

B/ La dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage

La plupart des exemples rencontrés dans la littérature montrent que les tronçons fluviaux à l'aval de barrages présentent des gradients morphologiques amont-aval très nets liés à la propagation des ajustements morphologiques (Williams et Wolman, 1984 ; Petts et Gurnell, 2005). La modification des écoulements et des transferts sédimentaires se traduit souvent par une rétraction de la bande active des cours d'eau et par une incision de leur lit.

Dans le cas de l'Ain, il apparaît que la construction des ouvrages hydro-électriques n'est pas le principal responsable des deux évolutions morphologiques majeures observées au cours du 20^e siècle, à savoir l'incision du lit et la rétraction de la bande active. La métamorphose fluviale, un style à méandres se substituant à un style en tresses, a commencé dès la fin du 19^e siècle à la suite des modifications climatiques intervenues à la fin du Petit Age Glaciaire et de la reforestation des versants induite par la déprise agro-pastorale, puis amplifiée par les aménagements précoces du réseau hydrographique dans le Haut Jura. Dans un second temps, la modification des pratiques pastorales

dans la basse vallée, a favorisé la colonisation végétale de la bande active et de la plaine moderne, principalement au niveau de secteurs où les bancs de galets étaient encore importants en 1945. Ainsi, l'Ain a adopté un tracé sinueux, présentant localement des méandres mobiles, ceux-ci se développant plus fréquemment depuis 1980. Cependant, si les barrages ne sont pas responsables de la disparition du style en tresses de l'Ain, nous avons pu mettre en évidence qu'ils modifient fortement la dynamique sédimentaire actuelle du cours d'eau. Ils sont, ainsi, susceptibles d'engendrer une nouvelle modification profonde et durable du style fluvial par la transformation des secteurs à méandres mobiles en tronçons rectilignes, stables et pavés. Ce changement est déjà visible à partir de l'évolution surfacique des bancs de galets et de la structuration longitudinale de la granulométrie du chenal. En effet, l'Ain n'est pas en mesure de produire suffisamment de sédiment pour contrer le déficit sédimentaire engendré par les barrages qui piègent les sédiments provenant de l'amont dans leurs retenues. Nous avons pu estimer la vitesse de progression de ce déficit à 500 m.an^{-1} et localiser la position actuelle du front de déficit sédimentaire au niveau du secteur de Gévrieux.

La prévision des évolutions morphologiques futures est, cependant, délicate du fait de la complexité spatiale des processus en cours liée aux différences de géométrie du fond de vallée et à la répartition des aménagements anthropiques. La basse vallée de l'Ain peut ainsi être considérée, non comme un compartiment alluvial et fonctionnel homogène, mais comme deux sous-systèmes successifs qui présentent des fonctionnements sédimentaires distincts mais une même structure spatiale (fig. 5.1A). Tous deux comportent un secteur amont latéralement stable et un secteur aval mobile. Dans les deux cas, la perte de mobilité des parties amont est liée à un tarissement de la charge de fond retenue soit dans les réservoirs des barrages (secteur Allement - Martinaz), soit dans la zone de stockage naturelle de Gévrieux-Martinaz.

Sur la partie amont de la basse vallée, nous pouvons nous attendre, dans un premier temps, à un ralentissement de la progression du front de déficit sédimentaire. Il s'apprête, en effet, à affecter un secteur probablement plus résistant au tarissement de la charge de fond, dans la mesure où celui-ci possède un stock sédimentaire encore important sous forme de bancs actifs très développés au sein de la bande active et une forte mobilité latérale. Le caractère morphologique de ce secteur, qui s'étend de Gévrieux à Martinaz, est lié au goulet d'étranglement de la vallée que constitue le complexe morainique de Chazey.

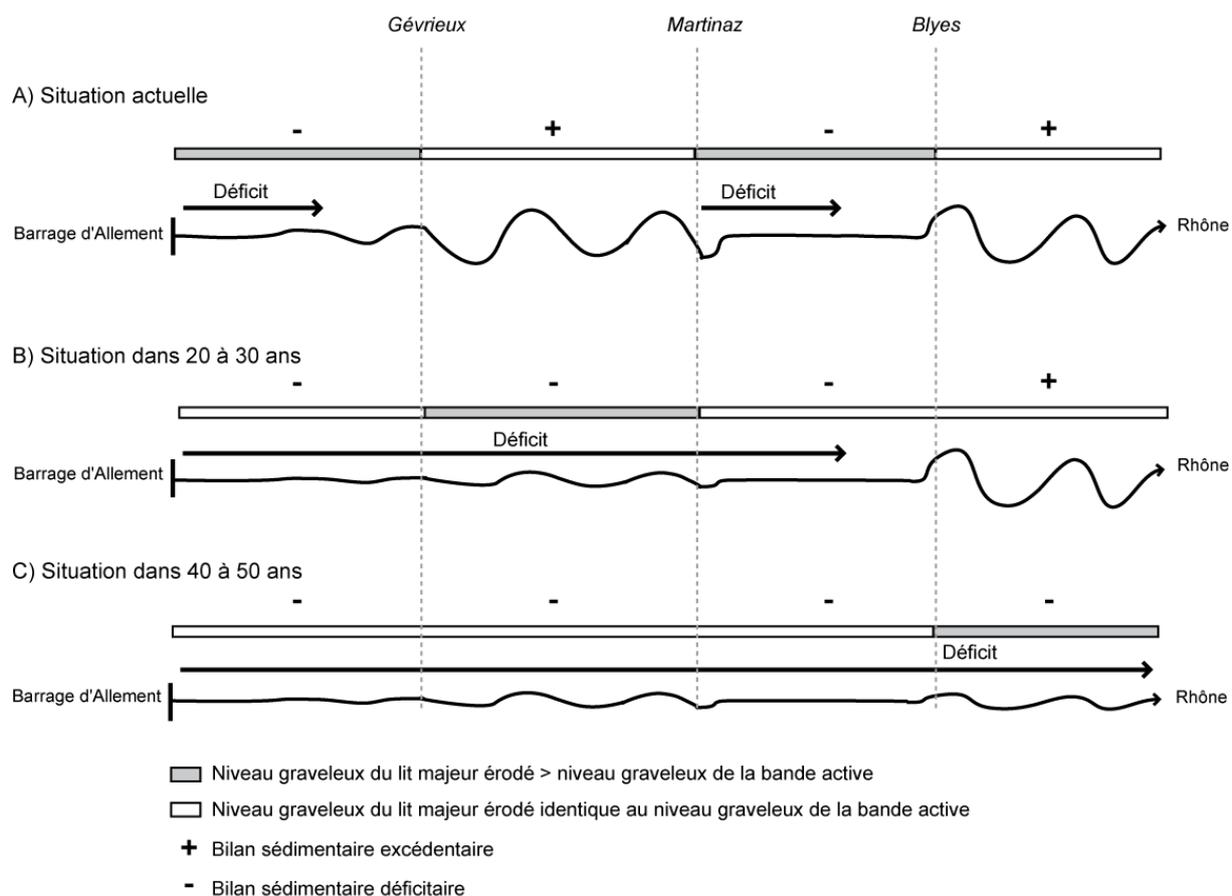


Figure 5.1 – Schéma conceptuel de l'évolution morphologique probable de la basse vallée de l'Ain

Dans un second temps, il semble que le processus de vidange du secteur Gévrieux-Martinaz va être amené à s'accélérer du fait (1) des recoupements de méandres récemment observés et (2) de la diminution progressive des entrées sédimentaires par érosion latérale (fig. 5.1B). En effet, nous avons observé depuis 2000 plusieurs recoupements de méandres intervenus sur ce secteur, qui ont contribué à réduire de 1,25 km le linéaire de l'Ain. Ces recoupements se sont traduits par une augmentation de la pente, des contraintes hydrauliques et de la capacité de transport du secteur. Ceci devrait ainsi favoriser la vidange de ce réservoir naturel. Le style à méandres mobiles de ce tronçon est ainsi menacé à court terme.

La réduction des entrées sédimentaires depuis l'amont est liée à deux processus dont la dynamique est temporellement décalée. Le premier est lié à la réduction surfacique des bancs de galets du fait du déficit sédimentaire amont. La présence de ces bancs est indispensable pour préserver la migration latérale des méandres et l'érosion du lit majeur. Ainsi, les érosions enregistrées sur les secteurs en amont de Gévrieux, qui permettent des entrées nettes de sédiments, vont diminuer en rapport avec la disparition progressive des bancs (fig. 5.1B). De plus, l'importance des entrées sédimentaires à partir de l'érosion du lit majeur va être également réduite du fait du décalage temporel qui existe entre le lit majeur et le lit mineur, en termes d'ajustement à l'incision. L'érosion latérale, actuellement en cours sur les secteurs anciennement incisés, contribue à abaisser le niveau du lit majeur. Une fois érodé, le nouveau lit majeur présentera une altitude, ajustée aux nouvelles conditions du lit mineur (fig. 5.1B).

Lorsqu'un second cycle d'érosion se manifestera, d'ici une vingtaine d'années, il n'aura alors plus le même potentiel de recharge, les entrées latérales correspondant aux stockages latéraux, et la vidange sédimentaire du système s'en trouvera renforcée. Seul le secteur Gévrieux-Martinaz, qui aura entre temps connu une période d'incision du fait des recoupements des méandres, sera alors, peut-être, dans un contexte où le niveau graveleux des surfaces érodées en lit majeur sera supérieur à celui des bancs dans la bande active, le temps de la réalisation d'un nouveau cycle d'érosion. Ainsi, d'ici une cinquantaine d'années, nous pouvons imaginer que l'Ain va tendre vers une simplification de son tracé, avec la disparition des secteurs à méandres mobiles (fig. 5.1C). Il s'agira alors d'un cours d'eau stable, dont la largeur sera réduite ; il sera incapable de mobiliser les stocks sédimentaires présents dans sa plaine alluviale et de régénérer ses milieux pionniers, du fait de l'absence de bancs. La disparition des secteurs de méandres mobiles représenterait alors une perte écologique et patrimoniale considérable dans la basse vallée (Rollet et Dufour, 2006).

Les résultats de ce travail mettent en lumière que sur l'Ain, contrairement à ce que l'on peut observer sur d'autres systèmes à l'aval de barrage (Williams et Wolman, 1984 ; Phillips *et al.*, 2005), aucun facteur n'est susceptible d'atténuer la progression et les effets du déficit sédimentaire aval engendré par les barrages. Celui-ci peut alors se propager jusqu'au Rhône (50 à 100 ans) (fig. 5.1C), ce qui, pour ce dernier, représenterait une réduction de ses entrées sédimentaires relativement conséquente, de l'ordre de $30\,000\text{ m}^3\cdot\text{an}^{-1}$.

C/ L'approche géographique, un outil essentiel à la gestion durable des cours d'eau

Un des objectifs de ce travail était d'établir un lien entre des questions scientifiques et les attentes émanant des gestionnaires. Ainsi, nous avons pu mettre en évidence qu'une bonne compréhension du fonctionnement sédimentaire du cours d'eau est une étape préalable nécessaire à la définition d'un plan de gestion adapté. L'Ain ne peut être considéré, sur le plan de la dynamique sédimentaire, comme un seul continuum mais doit être envisagé comme la juxtaposition de sous-systèmes. Chacun de ces sous-systèmes dispose ainsi d'un fonctionnement et de problématiques qui lui sont propres et nécessite, donc, des mesures de gestion adaptées à chacune de ces problématiques (déficit sédimentaire, redynamisation latérale, préservation du fonctionnement actuel...). Cette observation souligne l'inadéquation de préconisations affectant indistinctement l'ensemble d'un système. C'est le cas, par exemple, des mesures visant à la réhabilitation des débits morphogènes, qui ne permettraient l'augmentation de processus d'érosion que dans les secteurs à méandres déjà mobiles où les dépôts de sédiments seront aussi importants que les entrées, tout en accentuant la vidange sédimentaire des tronçons en amont. Il est alors préférable de mettre en place des actions de gestion ciblées susceptibles de pouvoir répondre à la problématique de chaque tronçon tout en considérant les logiques amont-aval entre ces tronçons. Cette démarche nécessite une bonne connaissance des structures en place et de l'agencement spatial des processus en cours, ce que permet l'approche géographique. Cette dernière est également fondamentale dans le sens où elle autorise l'analyse du système fluvial à différentes échelles spatiales, que l'on définit en fonction du processus considéré. Nous avons, par exemple, observé que le cours d'eau à l'échelle de la basse vallée présentait un

bilan sédimentaire équilibré, mais que la spatialisation de ce même budget met en évidence un sérieux déséquilibre sédimentaire de certains tronçons.

De fait, cette approche spatialisée nous a permis de définir un plan de gestion durable, c'est-à-dire permettant de répondre à la fois à des enjeux écologiques (dans le cadre du programme Life), et de respecter les contraintes socio-économiques ; nous avons en effet cherché à limiter le coût des opérations et à assurer le maintien des fonctionnalités socio-économiques de la rivière (gestion des ouvrages, alimentation en eau potable...). Ces actions de gestion de la charge de fond ont un double objectif qui est à la fois préventif et curatif. Le premier vise à enrayer la progression du déficit sédimentaire sur les secteurs en aval de Gévrieux, où les enjeux écologiques et économiques sont importants. Il s'agit, en effet, de secteurs latéralement très mobiles présentant une importante capacité de régénération des milieux riverains et, donc, une diversité d'habitats conséquente. De plus, ces secteurs n'ont encore jamais été réellement concernés par les processus d'incision du chenal et le profil en long, contrairement aux autres tronçons, n'est pas encore stabilisé sur des affleurements de substratum. Le déficit sédimentaire est susceptible d'engendrer un enfoncement significatif du chenal et de la nappe d'accompagnement de la rivière, et menace directement, par exemple, l'accès à la ressource en eau sur cette zone (ex : station de pompage de Mollon). En termes d'action curative, l'introduction de sédiments doit permettre une réhabilitation durable des habitats piscicoles et de zones favorables au frai.

D/ Apports méthodologiques pour l'étude de la dynamique sédimentaire d'une rivière à méandres

Il est maintenant bien admis que des mesures *in situ* permettent d'acquérir des données pour améliorer les connaissances sur le fonctionnement sédimentaire de grands cours d'eau ; néanmoins ces dernières sont complexes à effectuer et à répéter sur des linéaires importants. Pour compléter ces mesures, deux approches supplémentaires ont été développées, à savoir le calcul des capacités de transport, basées sur l'utilisation d'équations de transport solide, et l'évaluation du budget sédimentaire. Chacune de ces techniques, mesures *in situ*, équations de transport solide et budget sédimentaire, présente, dans le cas de grands cours d'eau, des marges d'erreur relativement importantes qui ne permettent pas une estimation précise du transport solide. Cependant, quelle que soit la méthode utilisée, les résultats que nous avons obtenus dans le cadre de ce travail de thèse montrent une cohérence certaine, ce qui, somme toute, tendrait à les rendre robustes et à confirmer l'intérêt d'utiliser complémentaires ces différentes approches.

Une des principales difficultés rencontrées lors de la quantification des transferts de charge grossière en milieux naturels est due à la variabilité de ces processus dans le temps et dans l'espace. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de l'Ain, où les structures spatiales sont complexes et où les modifications géomorphologiques ont été importantes. Dans ce cadre, nous avons pu mettre en évidence l'intérêt de l'approche par budget sédimentaire à partir de photographies aériennes qui, contrairement aux équations de transport solide, prend en compte les évolutions morphologiques intervenues durant la période étudiée. L'intégration de cette variabilité temporelle dans le cadre de

l'utilisation des formules nécessiterait des données anciennes relatives à la géométrie et à la granulométrie en un point fixe, sachant que dans un contexte où les formes sont mobiles, il est difficile de réaliser des collectes de données sur des secteurs strictement identiques sur des périodes de 20 ans. De plus, nous avons souligné l'intérêt d'investir dans l'automatisation de certains protocoles de mesure (granulométrie, extraction d'informations sous SIG) qui permet de densifier les échantillons et d'augmenter ainsi la résolution spatiale des jeux de données. Cette étape est fondamentale pour pouvoir appréhender finement la complexité spatiale des systèmes fluviaux et rechercher les ruptures dans l'expression des phénomènes. Ces ruptures, nous l'avons vu, peuvent être permanentes, et servir alors de cadre spatial à la réflexion, ou mobiles et permettre de déterminer les évolutions passées et futures.

Enfin, si nous avons pu mettre en évidence que l'utilisation des chaînes à sédiments ne présentait pas d'intérêt réel par rapport à un simple suivi topographique pour l'étude des transferts de charges dans le cadre de la migration de méandres, il est apparu que les premiers résultats issus du traçage à l'aide de *PIT tags* étaient particulièrement concluants. Ils présentent dans ce contexte fonctionnel de nombreux atouts. Ils semblent tout d'abord beaucoup plus adaptés que les autres méthodes (peinture, aimants...) pour le traçage des sédiments grossiers dans ce contexte car le taux de retour est nettement supérieur à ceux observés précédemment. Cette technique présente également un important potentiel pour aider à la compréhension des transferts longitudinaux de charge tels que les processus de migration des formes fluviales, de développement des bancs (d'où provient la charge qui participe à leur engraissement, à leur progradation), mais aussi des interactions sédimentaires latérales entre les lits majeur et mineur. Ces premiers résultats incitent ainsi à poursuivre les suivis en multipliant le nombre de traceurs, en diversifiant leurs points d'insertion (bancs, berges d'érosion, seuils) et en augmentant le temps de suivi pour mieux comprendre les processus de transferts et de stockage sur le long terme (Rollet *et al.*, 2007).

E/ Perspectives scientifiques

Le fonctionnement de la dynamique sédimentaire de l'Ain, présente et passée, à l'échelle de la basse vallée est aujourd'hui connu. De nombreuses questions restent cependant en suspend concernant les capacités de production sédimentaire du bassin versant, ainsi que la nature et les volumes de sédiments stockés dans les réservoirs des ouvrages hydroélectriques. Il serait, de plus, intéressant d'accroître l'étendue spatiale de l'étude du transport solide de l'Ain à l'amont du cours d'eau et à l'ensemble des affluents de la rivière dont nous sous-estimons peut-être la contribution sédimentaire. Des premières études montrent, en effet, que ces cours d'eau continuent de produire des sédiments sans que ces derniers ne parviennent à l'Ain du fait de nombreux aménagements tels que des seuils (N. Landon, communication personnelle). Il serait ainsi souhaitable d'élargir l'emprise spatiale du plan de gestion et d'étudier la faisabilité d'une réhabilitation des transferts sédimentaires des affluents de la basse vallée de l'Ain, tels que l'Albarine ou le Suran. De plus, des études complémentaires mettant en évidence les valeurs que les sociétés associent à ces milieux et les fonctions qu'elles leur assignent permettraient d'avoir une meilleure connaissance des attentes sociales vis-à-vis de ces milieux spécifiques. En particulier, dans le contexte des opérations de réhabilitation, une meilleure prise en

compte de la perception sociale fournirait des arguments supplémentaires pour la sélection des interventions les plus appropriées, les plus durables, et socialement les plus acceptables. Ceci, au final, favoriserait une meilleure adhésion des populations aux processus de gestion des territoires (Cottet, en cours).

Enfin, si nous avons pu mettre en évidence les performances relatives de certaines techniques de quantification dans le cadre de rivières à méandres mobiles, ces premiers essais soulèvent de nouvelles questions ouvrant la voie à la production de nouvelles connaissances. Ainsi, le budget sédimentaire tel que nous l'avons appliqué dans le cadre de cette étude, montre combien il est nécessaire d'améliorer nos connaissances concernant la morphologie des dépôts successifs dans les boucles de méandres sur le moyen terme (20 ans) ainsi que la vitesse et la répartition de la colonisation végétale des bancs de galets et enfin, l'influence qu'elle peut avoir sur la cohésion des sédiments de ces bancs lors de crues morphogènes. De plus, les premiers résultats obtenus à l'aide des transpondeurs (PIT tags), nous encouragent à poursuivre nos réflexions sur la migration des formes fluviales et sur les échanges sédimentaires entre les lits majeur et mineur, non en multipliant les approches par modélisation des processus, mais en procédant à des suivis de trajectoires de ces traceurs sur le long terme (décennie) et dans des contextes géographiques différents (ex : Doubs, Allier, Sacramento River...). Ces résultats permettront ensuite d'améliorer les codes de calcul numérique dont le paramétrage ne reposera plus uniquement sur des expérimentations en canal artificiel mais sur des observations en milieux naturels.

Références bibliographiques (374)

- Agard J., R. Chamboredon, E. Robert, J. Staimesse et M. Tavernier (1968). *Réservoir créé à Vouglans sur la rivière d'Ain par Electricité de France : possibilités et conditions d'utilisation pour atténuer les grandes crues du Rhône à Lyon*. Société hydrotechnique de France, 10^{ème} journée de l'hydraulique, Paris, 8 p.
- Allan J.C., R. Hart et J.V. Tranquili (2006). The use of Passive Integrated Transponder (PIT) tags to trace cobble transport in a mixed sand-and-gravel beach on the high-energy Oregon coast, USA. *Marine Geology*, 232 : 63-86.
- Alshibli K.A. et M.I. Alsaleh (2004). Characterizing surface roughness and shape of sands using digital microscopy. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 18 : 36-45.
- Amoros C. et G.E. Petts (1993). Bases conceptuelles. In : Amoros C. et G.E. Petts (eds.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, coll. Ecologie, 24 : 3-17.
- Anastasi G. (1984). *Geschiebeanalysen im Felde unter Berücksichtigung von Grobkomponenten*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Nr. 70.
- Andrews E.D. (1986). Downstream Effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River, Colorado and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 1012-1023.
- Antonelli C. (2002). *Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille I, 279 p.
- ASCE (1975). *Sedimentation engineering*. American Society of Civil Engineers, ASCE Task Committee, New York, New York, 745 p.
- Assani A.A. (1997). *Recherche d'impacts d'une retenue sur le comportement d'une rivière ardennaise (hydrologie, sédimentologie, morphologie, végétation) : cas du barrage de Butgenbach sur la Warche (Belgique)*. Thèse de Doctorat, Université de Liège, 482 p.
- Assani A.A. et F. Petit (2004). Impact of hydroelectric power releases on the morphology and sedimentology of the bed of the Warche River (Belgium). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 : 133-143.
- Assani A.A., T. Buffin-Bélangier et A.G. Roy (2005). Analyse d'impacts d'un barrage sur le régime hydrologique de la rivière Matawin (Québec, Canada). *Revue des Sciences de l'Eau*, 18 : 103-127.
- Aubry P. et H. Piégay (2001). Pratique de l'analyse de l'autocorrélation spatiale en géomorphologie : définitions opératoires et tests. *Géographie Physique et Quaternaire*, 55 (2) : 115-133.
- Azami K., H. Suzuki et S. Toki (2004). Changes in riparian vegetation communities below a large dam in a monsoonal region: Futase dam Japan. *River Research and Applications*, 20 : 549-563.
- Bagnold R.A. (1980). Bagnold, An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proc. R. Soc. Lond.*, A 372 : 453-473.
- Baish S.K., D. David et W.L. Graf (2002). The complex decision making process for removing dams. *Environment*, 44 (4) : 20-31.
- Bankman I.N. (ed.) (2000). *Handbook of medical imaging: processing and analysis*. Academic Press, London, 901 p.
- Baron C. et E. Vang (1996). *Manuel de référence de StatView*. Abacus-concepts, Berkeley, Californie, 477 p.
- Batala R.J. (2003). Sediment deficit in rivers caused by dams and instream gravel mining. A review with examples from NE Spain. *Revista C&G*, 17 (3-4) : 79-91.
- Batten W.G. et S.M. Hindall (1980). *Sediment deposition in the White River Reservoir, north western Wisconsin*. USGS Water supply paper vol. 2069, 30 p.
- Beaumont P. (1978). Man's impact on river systems : a world wide view. *Area* 10 : 38-41.
- Belliard J., P. Boët et J. Allardi (1995). Evolution à long terme du peuplement piscicole du bassin de la Seine. *Bulletin Français Pêche Piscic.* 337/338/339 : 83-91.
- Benn P.C. et W.D. Erskine (1994). Complex channel response to flow regulation : Cudgong River below Windamere Dam, Australia. *Applied Geography*, 14 : 153-168.
- Beschta R.L. (1987). Conceptual models of sediment transport instreams. In : Thorne C.R., J.C. Bathurst et R.D. Hey (eds.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*, 387-419.
- Bluck B.J. (1982). Texture of gravel bars in braided streams. In : Hey R.D., Bathurst J.C. et C.R. Thorne (eds.), *Gravel-bed Rivers. Fluvial Processes, Engineering and Management*, John Wiley and Sons, Chichester, 339-355.
- Bonin S., N. Blanc, D. Chartier et O. Marcant (2006). *Le fleuve, un instrument du développement durable, partie 2 : barrages et situations locales, études de cas*. Ministère de l'Équipement et de l'Écologie, programme "Politiques territoriales et développement durable", 105-170.
- Boon P.J. (1992). Essential elements in the case for river conservation. In : Boon P.J., P. Calow et G.E. Petts (eds.), *River conservation and management*, Chichester, 11-33.
- Bornette G., C. Amoros et J.C. Rostan (1996). River incision and vegetation dynamics in cut-off channels. *Aquatic Sciences*, 58 (1) : 31-51.
- Boyer M. et H. Piégay (2003). Réhabilitation, restauration et entretien des ripisylves. In : Piégay H., G. Pautou et C. Ruffinoni (eds.), *Les forêts riveraines des cours d'eau*, IDF, Paris, 390-413.
- Brandt S.A. (2000a). Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40 : 375-401.
- Brandt S.A. (2000b). Prediction of downstream geomorphological changes after dam construction : a stream power approach. *Water Resources Development*, 16 (3) : 343-367.
- Bratrich C, B. Truffer, K. Jorde, J. Markard, W. Meier, A. Peter, M. Schneider et B. Wehrli (2004). Green hydropower: A new assessment procedure for river management. *River Research and Applications*, 20 (7) : 865-882.

- Bravard J.P. (1985). *Le Haut Rhône français, dynamique naturelle et impacts des travaux d'aménagement d'un fleuve et de sa vallée*. Thèse d'Etat, Université Lyon 3, 800 p.
- Bravard J.P. (1986). La basse vallée de l'Ain : dynamique fluviale appliqué à l'écologie. In : Roux A.L. (ed.), *Documents de Cartographie Écologique, recherches interdisciplinaires sur les écosystèmes de la basse-plaine de l'Ain (France) : potentialités évolutives et gestion*, 29 : 17-43.
- Bravard J.P. (2003). Dynamiques à long terme des systèmes écologiques ou de l'Eden impossible à la gestion de la variabilité. In : Lévêque C. et S. Van der Leeuw (eds.), *Quelle nature voulons-nous ?*, 324 p.
- Bravard J.P., C. Amoros et G. Pautou (1986). Impacts of civil engineering works on the successions of communities in a fluvial system. A methodological and predictive approach applied to a section of the Upper Rhône River, France. *Oikos*, 47 : 92-111.
- Bravard J.P., J.R. Malavoi et C. Amoros (1989). *L'Ain, ou la difficulté de gérer une rivière en cours de métamorphose*. Journée d'étude Rivières en crise : Saône, Ain, Durance, 17 mars, Lyon, 57-74.
- Bravard J.P., O. Franc, N. Landon, J.L. Large et J.L. Peiry (1990). *La basse vallée de l'Ain : étude géomorphologique*. Agence de l'eau RMC et conseil général de l'Ain, 113 p.
- Bravard J.P. et G.E. Petts (1993). Interférences avec les interventions humaines. In : Amoros C. et G.E. Petts (eds.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, coll. Ecologie, 24 : 233-253.
- Bravard J.P. et J.L. Peiry (1993). La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^e siècle). *Zeitschrift für geomorphologie*, Suppl. 88 : 67-79.
- Bravard J.P. et F. Petit (1997). *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Paris, 222 p.
- Bravard J.P., M.G. Kondolf et H. Piégay (1999). Environmental and societal effects of channel incision and remedial strategies. In : Darby S.E. et A. Simon (eds.), *Incised river channels*, Wiley and sons, 303-341.
- Bravard J.P., N. Landon, J.L. Peiry et H. Piégay (1999). Principles of engineering geomorphology for managing channel erosion and bedload transport, examples from French rivers. *Geomorphology*, 31 : 291-311.
- Bray D.I. (1979). Estimating average velocity in gravel-bed rivers. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 105 : 1103-1122.
- Bray D.I. and M. Church (1980). Armored versus paved gravel beds. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 106 : 1937-1940.
- Brewer P.A. et J. Lewin (1998). Planform cyclicity in an unstable reach : complex fluvial response to environmental change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 (11) : 989-1008.
- Brewer P.A. et D.G. Passmore (2002). Sediment budgeting techniques in gravel-bed rivers. In : Jones S.J. et L.E. Frostick (eds.), *Sediment flux to basins : causes, controls and consequences*, Geological society, London, special publications 191 : 97-113.
- Brice J.C. (1964). *Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska*. USGS, prof. Paper 422 D, 41p.
- Brownlie R.W. (1981). *Prediction of Flow Depth and Sediment Discharge in Open Channels*. Report No. KH-R-43A, California Institute of Technology, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Report No. KH-R-43A, Pasadena, CA, 423 p.
- Brunsdon D. (1980). Applicable models of long term landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. 36 : 16-26.
- Bruyndoncx L., G. Knaepkens, W. Meeust, L. Bervoets et M. Eens (2002). The evaluation of passive integrated transponder (PIT) tags and visible implant elastomer (VIE) marks as new marking techniques for the bullhead. *Journal of Fish Biology*, 60 : 260-262.
- Buffington J.M. (1996). An alternative method for determining subsurface grain size distributions of gravel-bedded river. American Geophysical Union 1996 Fall Meeting, supplement to *EOS, AGU transactions*, 77, (46) : 250.
- Buffington J.M. et D.R. Montgomery (1999). A procedure for classifying textural facies in gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 35 (6) : 1903-1914.
- Bunte K. (2004). *State of the Science Review, Gravel Mitigation and Augmentation Below Hydroelectric Dams: A Geomorphological Perspective*. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. Report submitted to the Stream Systems Technology Center, Fort Collins, CO, 234 p.
- Bunte K. et S. Abt (2001). *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring*. General Technical Report RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO : U.S. Department of agriculture, Forest service, Rocky mountain research station, 428 p.
- Bunte K., S.R. Abt, J.P. Potyondy et K.W. Swingle (sous presse). A Comparison of Coarse Bedload Transport Measured with Bedload Traps and Helley-Smith Samplers. *Geodinamica Acta*.
- Butler J.B., S.N. Lane et J.H. Chandler (2002). Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. *Journal of Hydraulic Research*, 39 (4) : 1-11.
- Buttler P.R. (1977). Movement of cobbles in a gravel-bed stream during a flood season. *Geological Society of America Bulletin*, 88 : 1072-1074.
- Cailleux A. et J. Tricart (1959). *Initiation à l'étude des sables et des galets*. 3 Tomes eds CDU, Paris, 369p., 194 p. et 202 p.
- Cardoso A.H. (1994). Prévion du transport solide total. Evaluation de formules existantes. *La Houille Blanche* 4 : 13-22.
- Carling P.A. (1988). Channel changes and sediment transport in regulated UK Rivers. *Regulated Rivers*, 2 (3) : 369-387.
- Carling P.A. (1989). Bedload transport in two gravel-bedded streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14 (1) : 27-39.
- Carling P.A. (1992). In-stream hydraulics and sediment transport. In : Calow P. and G.E. Petts (eds.), *The river handbook - Hydrological and ecological principles*, Blackwell scientific publications, London, 101-125.
- Carling P.A. et N.A. Reader (1982). Structure, composition and bulk properties of upland stream gravels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7 : 349-365.
- Carson M.A. et G.A. Griffiths (1989). Gravel transport in the braided Waimakariri River : mechanisms,

- measurements and predictions. *Journal of Hydrology*, 109 : 201-220.
- Casson B. (2004). *Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3D de glissement de terrain*. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard - Lyon1, 281 p.
- CEMAGREF (1982). *Etude hydrobiologique de la Dordogne*. Rapport CEMAGREF, Direction Protection de la Nature, Service de la Pêche, Etude n°3, 259 p.
- Chapman D.W. (1988). Critical Review of Variables Used to Define Effects of Fines in Redds of Large Salmonids. *Transactions of the American Fisheries Society*, 117 : 1-21.
- Chow V.T. (1959). *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill, New York, 680 p.
- Church M. (1995). Geomorphic response to river flow regulation : case studies and time-scale. *Regulated Rivers : Resources Management*, 11 : 3-22.
- Church M. (2002). Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology*, 47 : 541-558.
- Church M. et R. Kellerhals (1978). On the statistics of grain size variation along a gravel river. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 : 1151-1160.
- Church M., M. Miles et K. Rood (1986). *Sediment Transfer Along Mackenzie River: A Feasibility Study*. Report WRB-SS-87-1, Environment Canada, Inland Water Directorate, Western and Northern Region, Sediment Survey Section, Ottawa.
- Church M.A., D.G. McLean et J.F. Wolcott (1987). River Bed gravels: sampling and analysis. In Barthurst J.C., C.R. Thorne et R.D. Hey (eds.), *Sediment transport in gravel bed Rivers*, Wiley & Sons, 43-88.
- Church M. et M.A. Hassan (1992). Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Water Resources Research*. 28 : 299 - 303.
- Collier M., R.H. Webb et J.C. Schmidt (1996). *Dams and rivers, primer on the downstream effects of dams*. USGS circular 1126, 94 p.
- Collins B. et T. Dunne (1990). *Fluvial geomorphology and river-gravel mining: a guide for planners, case studies included*. California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Special Publication 98, 29 p.
- Combe P.M. (1991). *Etude préalable à la mise en place d'une gestion intégrée : enjeux économiques*. volet 4 – Synthèse, 98 p.
- Constantine C.R. (2006). *Quantifying the connections between flow, bar deposition, and meander migration in large gravel-bed rivers*. Thèse de Doctorat, California University, 202 p.
- Corenblit D. (2006). *Structure et dynamique du paysage fluvial : étude des rétroactions entre processus hydro-géomorphologiques et dynamique de la végétation du Tech (Pyrénées Orientales)*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse II, 280 pages.
- Cottet M. (en cours). *Etude de la perception des bras morts dans le bassin versant du Rhône par différents acteurs*. Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin Lyon 3.
- Crowder B.M. (1987). The economic cost of reservoir sedimentation : a regional approach to estimating cropland erosion damages. *Journal of Soil and Water Conservation*, 42 : 194-197.
- Dasnias P. (Ecosphère) 2002. *Aménagement écologique des carrières en eau : guide pratique*. Charte UNPG, Paris 208 p.
- Dauble D.D., T.P. Hanrahan, D.R. Geist et M.J. Parsley (2003). Impacts of the Columbia River hydroelectric system on main-stem habitats of fall Chinook salmon. *North American Journal of Fisheries Management*, 23 (3) : 641-659
- Davis J.C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York, 646 p.
- De Linares M. (2007). *Modélisation numérique bidimensionnelle du transport solide et de la dynamique fluviale : validation sur deux sites en Loire et sur l'Arc*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier Grenoble, 96 p.
- De Vries M. (1970). On the accuracy of bed-material sampling. *Journal of Hydraulics Research*, 8 (4) : 523-533.
- Décamps H., J. Capblanq, H. Casanova et J.N. Tourenq (1979). Hydrobiology of some regulated rivers in the southwest of France. In : Ward J.V. et J.A. Stanford (eds.), *The ecology of regulated streams*, Plenum press, New York, 273-288.
- Deroanne C. et F. Petit (1999). Longitudinal evaluation of bed load size and of its mobilisation in a gravel bed river. In : Casale R. et C. Margottini (eds.), *Floods and landslides*, Springer, Berlin, 335-342.
- Dietrich W.E., J.W. Kirchner, H. Ikeda et F. Iseya (1989). Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bed rivers. *Nature*, 340 : 215-217.
- Digabel H. et C. Lantuejoul (1977). *Iterative algorithms*. ENSMP Eds, Centre de géostatistique et de morphologie mathématique, 16 p.
- Diplas P. et J. Fripp (1992). Properties of various sediment sampling procedures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118 (7) : 955-970.
- Direction de l'eau (2006). *La désignation des masses d'eau fortement modifiées (MEFM) et des masses d'eau artificielles (MEA)*. Guide technique, Document final, Direction de l'eau, 86 p.
- Direction des études économiques et de l'évaluation environnementale (2006). *Évaluation en appui des décisions publiques : le cas de quelques barrages en France*. *Évaluation*, 2 : 3-4.
- Dolan R., A. Howard et A. Gallenson (1974). Man's impact on the Colorado River in the Grand Canyon. *American Scientist*, 62 : 392-401.
- Doyle M.W., E.H. Stanley, C.H. Orr, A.R. Selle, S.A. Sethi et J.M. Harbor (2005). Stream response to small dam removal : lessons from Heartland. *Geomorphology*, 71 : 227-244.
- du Boys M.P. (1879). Études du régime et l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, 5 (18) : 141-195.
- Dufour S. (2005). *Contrôles naturels et anthropiques de la structure et de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau du bassin rhodanien (Ain, Arve, Drôme et Rhône)*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 3, 244 p.
- Dumas S. (2004). *Les habitats forestiers de la basse vallée de l'Ain, catalogue des stations et guide de sylviculture*. Programme LIFE Nature « Conservation des habitats créés par la dynamique de la rivière d'Ain », ONF-CREN, 36 + 22 p.

- Dury G.H. (1969). Relation of morphometry to runoff frequency. In : Corley R. (ed.), *Water, Earth and Man*, London, Methuen, 419-430.
- DVWK (1988). *Feststofftransport in fließgewässern – Berechnungsverfahren für die Ingenieurspraxis*. DVWK Schriften 87, Paul Paray, Hamburg.
- Eaton B.C. et M.F. Lapointe (2001). Effects of large floods on sediment transport and reach morphology in the cobble-bed Sainte Marguerite River. *Geomorphology*, 40 : 291-309.
- EDF (2007). *Estimation du préjudice économique pour EDF résultant de différentes hypothèses de contraintes d'exploitation sur la vallée de l'Ain*. Note publique rédigée pour le compte du SIVU basse vallée de l'Ain, 9 p.
- Einstein H.A. (1937). Bedload transport as a probability problem. Thèse de Doctorat - traduction anglaise In : Shen H.W. (ed.) (1972), *Sedimentation*, Water resources publications, Fort Collins, CO, Appendix C., 105 p.
- Einstein H.A. (1950). *The bedload function for sediment transport in open channel flows*. Tech. Bull. 1026, U.S. department of agriculture, Soil conservation service, Washington D.C., 71 p.
- El Kadi K. (2006). Evolution d'un lit de rivière en fonction des apports. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard Lyon I, 211 p.
- Erskine W., N. Terrazzolo et R.F. Warner (1999). River rehabilitation from the hydrogeomorphic impacts of a large hydro-electric power project : Snowy River, Australia. *Regulated Rivers : Research and Management*, 15 : 3-24.
- Fagot P., P. Gadiolet, M. Magne, J.P. Bravard (1989). Une étude dendrochronologique dans le lit majeur de l'Ain : la forêt alluviale comme descripteur d'une « métamorphose fluviale ». *Revue Géographique de Lyon*, 64 : 213-223.
- Fergus T. (1997). Geomorphological response of a river regulated for hydropower: river Fortun, Norway. *Regulated Rivers : Research and Management*, 13 : 449-461.
- Ferguson R. (sous presse). Gravel bed rivers at the reach scale. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Ferguson R.I. et P.J. Ashworth (1992). Spatial patterns of bedload transport and channel change in braided and near-braided rivers. In : Billi P., R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of Gravel Bed Rivers*, Wiley, Chichester, UK, 47-496.
- Ferguson R.I., P.E. Ashmore, P.J. Ashworth, C. Paola et K.L. Prestegard (1992). Measurements in a braided river chute and lobe: 1. Flow pattern, sediment transport, and channel change. *Water Resources Research*, 28 : 1877-1886.
- Ferguson R.I., T.B. Hoey, S.J. Wathen et A. Werritty (1996). Field evidence for rapid downstream fining of river gravels through selective transport. *Geology*, 24 : 179-182.
- Ferguson R.I. et C. Paola (1997). Bias and precision of percentiles of bulk grain size precision. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 : 1061-1077.
- Ferguson R.I., D.J. Bloomer, T.B. Hoey et A. Werritty (2002). Mobility of river tracer pebbles over different timescales. *Water Resources Research*, 38 (5) : 31-38.
- Foussadier R. (1998). *Initiation des successions végétales dans les lits endigués des cours d'eau alpins, influence des paramètres abiotiques sur la régénération des Salicacées*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 219 p.
- Friedman J.M., W.R. Osterkamp, M.L. Scott et G.T. Auble (1998). Downstream effects of dams on channel geometry and bottomland vegetation: regional patterns in the Great Plains. *Wetlands*, 18 (4) : 619-633.
- Fuller I.C., D.G. Passmore, G.L. Heritage, A.R.G. Large, D.J. Milan et P.A. Brewer (2002). Annual sediments budgets in an unstable gravel bed river : the River Coquet, northern England. In : Jones S.J. et L.E. Frostick (eds.), *Sediment flux to basins : causes, controls and consequences*, Geological society, London, special publications, 191 : 97-113.
- Fuller I.C., A.R.G. Large, M.E. Charlton, G.L. Heritage et D.J. Milan (2003). Reach-scale sediment transfers : an evaluation of two morphological budgeting approaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 : 889-903.
- Gaeuman D. et R.B. Jacobson (2006). Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *Journal of Geophysical Research*, 111, F02005, 14 p.
- Gaeuman D., J.C. Schmidt et P.R. Wilcock (2005). Complex channel response to changes in stream flow and sediment supply on the lower Duchesne River, Utah. *Geomorphology*, 64 : 185-206.
- Galay V.J. (1983). Causes of river bed degradation. *Water Resources Research*, 19 (5) : 1057-1090.
- Gasparini N.M., G.E. Tucker et R.L. Bras (1999). Downstream fining through selective particle sorting in an equilibrium drainage network. *Geology*, 27 (12) : 1079-1082.
- Gayraud S., E. Hérouin et M. Philippe (2002). Le colmatage du lit des cours d'eau : revue bibliographique des mécanismes et conséquences pour les invertébrés et leur habitat. *Bulletin Français de la Pisciculture et de la Pêche*, 365/366 : 339-355.
- Ghalib A.M. et R.D. Hryciw (1999). Soil particle size distribution by mosaic imaging and watershed analysis. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 13 : 80-87.
- Gilvear D.J. (1999). Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology*, 31 (1-4) : 229-245.
- Gilvear D.J. et J.P. Bravard (1993). Dynamique fluviale. In : Amoros C. et G.E. Petts (eds.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, coll. Ecologie, 24 : 3-17.
- Goff J.R. et P. Ashmore (1994). Gravel transport and morphological change in braided Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 : 195-212.
- Gölz E. (1994). Bed degradation-Nature, causes counter mesures. *Water Science and Technology*, 29 (3) : 325-333.
- Gölz E. (2004). Sedimentological aspects of bedload management. In : Hu C., Y. Tan et C. Liu (eds.), Proc. 9th Int. Symp. *River sedimentation Interactions between fluvial system and hydraulic projects and pertinent environmental impact*, Vol. III, Tsinghua University Press, 1685-1691.
- Gomez B. (1984). Typologie of segregated (armoured/paved) surfaces: some comments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9 : 19-24.
- Gomez B. et M. Church (1989). An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed river. *Water Resources Research*, 25 (6) : 1161-1186.

- Gomez B., B.J. Rosser, D.H. Peacock, D.M. Hicks et J.A. Palmer (2001). Downstream fining in a rapidly aggrading gravel bed river. *Water Resources Research*, 37 (6) : 1813-1823.
- Graf W.H. (1971). *Hydraulics of sediment transport*. McGraw-Hill Eds., New York, 513 p.
- Graf W.L. (1999). Dam nation: a geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research*, 35 (4) : 1305-1311.
- Graf W.L., J. Stromberg et B. Valentine (2002). Rivers, dams, and willow flycatchers: a summary of their science and policy connections. *Geomorphology*, 47 : 169-188.
- Graham D.J., I. Reid et S.P. Rice (2005a). Automated sizing of coarse-grained sediments : image-processing procedures. *Mathematical Geology*, 37 : 1-28.
- Graham D.J., S.P. Rice et I. Reid (2005b). A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, 41, W07020.
- Grams P.E. et J.C. Schmidt (2002). Streamflow regulation and multi-level flood plain formation : channel narrowing on the aggrading Green River in the eastern Uinta Mountains, Colorado and Utah. *Geomorphology*, 44 : 337-360.
- Grams P.E. et J.C. Schmidt (2005). Equilibrium or indeterminate ? Where sediment budgets fail : sediment mass balance and adjustment of channel form, Green River downstream from Flaming Gorge dam, Utah and Colorado. *Geomorphology*, 71 : 156-181.
- Grant G.E., J.C. Schmidt et S.L. Lewis (2003). A geological framework for interpreting downstream effects of dams on rivers. In : O'Connor J.E. et G.E. Grant (eds.), *Water Science and Application 7*, American Geophysical Union, 209-225.
- Gray D. et A. MacDonald (1989). *The role of vegetation in riverbank erosion*. Hydraulic engineering : proceedings of the 1989 national conference on hydraulic engineering, 218-223.
- Gregory K.J. et C. Park (1974). Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resources Research*, 10 (4) : 870-873.
- Grove J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London, 512 p.
- Gurnell A.M. et G.E. Petts (2002). Island-dominated landscapes of large floodplain rivers, a European perspective. *Freshwater Biology*, 47 : 581-600.
- Habersack H., H. Seitz et J.B. Laronne (sous presse). Spatio-temporal variability of bedload transport rate. *Geodinamica Acta*.
- Ham D.G. et M. Church (2000). Bed-material transport estimated from channel morphodynamics : Chilliwack river, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 : 1123-1142.
- Harmel R.D., C.T. Haan et R. Dutnell (1999). Bank erosion and riparian vegetation influences : Upper Illinois River, Oklahoma. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 42 (5) : 1321-1330.
- Harrison A.S. (1950). *Report on special investigation of bed sediment segregation in a degrading river*. Institute of engineering research, University of California, Berkeley, report serie 33/1.
- Haschenburger J.K. et M. Church (1998). Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 : 791-808.
- Hassan M.A. et M. Church (1992). The movement of individual grains on the streambed. In : Billi P., R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, Wiley, Chichester, UK, 159-175.
- Hassan M.A. et P. Ergenzinger (2001). Use of tracers in fluvial geomorphology. In : Kondolf G.M. et H. Piégay (eds.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley, 397-424.
- Heinz Center (2002). *Dam removal: science and decision making*. Heinz Center for science, economics and environment, Washington D.C., 221p.
- Hicks D.M., B. Gomez et N.A. Trustrum (2000). Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa river basin, New Zealand. *Water Resources Research*, 36 : 1129-1142.
- Higgins S.A., B.E. Jaffe et C.C. Fuller (2007). Reconstructing sediment age profiles from historical bathymetry changes in San Pablo Bay, California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73 (1-2) : 165-174
- Hooke J.M. et R.J.P. Kain (1982). *Historical Change in the Physical Environment: A Guide to Sources and Techniques*. Butterworths, London, 236 p.
- Huet M., A. Lelek, J. Libosvsky et M. Penaz (1969). Contribution à l'identification des zones piscicoles de quelques cours d'eau de Moravie (Tchécoslovaquie). *Ver. Internat. Verein. Limnol.*, 17 : 1103-1111.
- Hughes F.M.R. et S.B. Rood (2003). Allocation of river flows for restoration of floodplain forest ecosystems : a review of approaches and their applicability in Europe. *Environmental Management*, 32 (1) : 12-33.
- Hughes F.M.R., A. Colston et J.O. Mountford (2005). Restoring Riparian Ecosystems: The Challenge of accommodating Variability and Designing Restoration Trajectories. *Ecology and Society*, 10 (1), 12 p.
- Ibanez C., N. Prat et A. Canicio (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers : Research and Management*, 12 (1) : 51-62.
- International Organization of Standardization (1992). *Liquid flow measurement in open channels –sampling and analysis of gravel-bed material*. Publication n° ISO 9195, 9 p.
- Johnson W.C. (1997). Equilibrium response of riparian vegetation to flow regulation in the Platte river, Nebraska. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13 : 403-415.
- Johnson W.C. (1998). Adjustment of riparian vegetation to river regulation in the Great Plains, USA. *Wetlands*, 18 (4) : 608-618.
- Kellerhals R. (1967). Stable channels with gravel-paved beds. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 93 : 63-84.
- Kellerhals R. et D.I. Bray (1971). Sampling procedure for fluvial sediments. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 97 : 1165-1180.
- Kellerhals R. et D. Gill (1973). *Observed and potential downstream effects of large storage projects in northern Canada*. In : Commission Internationale des Grands Barrages (ed.), Madrid, 731-754.

- Klingeman P.C. et W.W. Emmett (1982). Gravel bedload transport processes. In : Hey R.D., J.C. Bathurst et C.R. Thorne (eds.), *Gravel bed rivers*, John Wiley and Sons, Chichester, 141-179.
- Knighton D. (1984). *Fluvial forms and Processes, a New Perspective*. Arnold, London, 383 p.
- Komura S. (1961). Bulk properties of river bed sediments, its application to sediment hydraulics. *Proceeding of the 11th Japan national Congr. appl. Mechanics*, 227-231.
- Kondolf G.M. (1994). Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, 28 : 225-243.
- Kondolf G.M. (1997). Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channel. *Environmental Management*, 21 (4) : 533-551.
- Kondolf M.G. et W.V.G. Matthews (1991). Unmeasured residuals in sediment budgets : a cautionary note. *Water Resources Research*, 27 (9) : 2483-2486.
- Kondolf M.G. et W.V.G. Matthews (1993). Management of coarse sediment in regulated river of California. Report n° 80, Université de Californie : 128 p.
- Kondolf G.M. et M. Larson (1995). Historical channel analysis and its application to riparian and aquatic habitat restoration. *Aquatic Conservation*, 5 : 109-126.
- Kondolf G.M. et M.L. Swanson (1993). Channel adjustments to reservoir construction and gravel extraction along Stony Creek, California. *Environmental Geology*, 21 : 256-269.
- Kondolf M.G., T.E. Lisle et M.G. Wolman (2003). Bed sediment measurement. In : Kondolf G.M. et H. Piégay (eds.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley, 347-396.
- Kondolf G.M., J.T. Minear, S. McBain, A. Krause, A. Falzone et E. Lutrick (2005). *Gravel augmentation to improve salmonid habitat in rivers : general geomorphic considerations and experiences from Northern California*. San Francisco Estuary and Watershed Science, 38 p.
- Krumbein W.G. (1937). Sediments and exponential curves. *Journal of Geology*, 45 : 577-601.
- Kuhl D. (1992). *14 years of artificial grain feeding in the Rhine downstream the barrage Iffezheim*. In : 5th international symposium on river sedimentation, Karlsruhe, Allemagne, 1121-1129
- Lamarre H., B. McVicar et A. Roy (2005). Using passive intergrated transpondeur (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75 : 736-741.
- Landon N. (1996). L'évolution du profil en long des affluents du Rhône moyen : du constat aux principes de gestion. *Revue de Géographie de Lyon*, 71 (4) : 363-376.
- Landon N. (1999). *L'évolution contemporaine du profil en long des affluents du Rhône moyen*. Thèse de Doctorat, Université Paris IV, 559 p.
- Lane E.W. (1955). The importance of fluvial morphology in river hydraulic engineering. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 81 : 1-17.
- Lane E.W. et E.J. Carlson (1953). *Some factors affecting the stability of canals constructed in coarse granular material*. Proceedings of the 5th IAHR Congress, 37-48.
- Lane E.W. et E. Carlson (1954). Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediments. *Transaction of American Geophysical Union*, 35 : 453-462.
- Lane N.S., K.S. Richards et J.H. Chandler (1993). Developments in photogrammetry ; the geomorphological potential. *Progress in Physical Geography*, 17 (3) : 306-328.
- Lane S.N., J.H. Chandler et K.S. Richards (1994). Developments in monitoring and terrain modelling small-scale river bed topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 : 349-368.
- Lane S.N., K.S. Richards et J.H. Chandler (1995). Morphological estimation of the time-integrated bed load transport rate. *Water Resources Research*, 31 (3) : 761-772.
- Laronne J.B., et M.A. Carson (1976). Interrelationships between bed morphology and bed material transport for small, gravel-bed channel. *Sedimentology*, 23 : 67-85.
- Laronne J.B., D.N. Outhet, J.L. Duckham et T.J. McCabe (1992). Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N.S.W., Australia. In : IAHS (ed.), *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins*, Proceedings of the Oslo Symposium, august 1992, IAHS Publ. n°210. 87-94.
- Laronne J.B., D.N. Outhet, P.A. Carling et T.J. Mc Cabe (1994). Scour chain employment in gravel bed rivers. *Catena*, 22 : 299-306.
- Latulippe C., M.F. Laponte et T. Talbot (2001). Visual characterization technique for gravel-cobble river bed surface sediments, validation and environmental applications contribution to the programme of CURSA (Centre Universitaire de Recherche sur le Saumon Atlantique). *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 : 307-318.
- Le Roy Ladurie E. (1983). *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 287 p.
- Lejot J. (en cours). *Imagerie et photogrammétrie à haute résolution pour l'étude de la dynamique des systèmes fluviaux*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 2.
- Lejot J. et H. Piégay (2006). *Suivi pluriannuel de l'évolution de la couverture topographique et bathymétrique des sites de recharge par imagerie aérienne (drone) et GPS Différentiel*. Agence de l'Eau, SIVU BVBVA, 60p.
- Lejot J., C. Delacourt, H. Piégay, T. Fournier, M.L. Trémélo et P. Allemand (2007). Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 : 1705-1725
- Leopold L.B. (1997). *Water, Rivers and Creeks*. University Science Books, California, 185 p.
- Leopold L.B., M.G. Wolman et J.P. Miller (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 522 p.
- Leopold L.B., W.W. Emmett et R.M. Myrick (1966). *Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New-Mexico*. USGS Professional Paper, 352G, 553 p.
- Lewin J. (1977). Channel pattern changes. In : Gregory K.J. (ed.), *River Channel changes*, Wiley Chichester, 167-184.
- Lewin J. (1987). Historical channel changes. In : Gregory K.J., J. Lewin et C.R. Thomes (eds.), *Paleohydrology in Practice*, Wiley Chichester, 167-184.
- Liébault F. (2003). *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Dios et des Baronnies)*. Thèse de Doctorat, Université Lyon 2, 357p.

- Liébault F. et H. Piégay (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers and streams of South-eastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 : 425-444.
- Liébault F. et J.B. Iaronne (sous presse). Factors affecting the evaluation of bedload transport in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers : the case of the Esconavette Torrent. *Geodinamica Acta*.
- Lisle T.E., F. Iseya et H. Ikeda (1993). Response of a channel with alternate bars to a decrease in supply of mixed-size bedload : a flume experiment. *Water Resources Research*, 29 : 3623-3629.
- Livesey R.H. (1965). *Channel armouring below Fort Randall Dam*. Proceeding 3rd Federal inter-agency sedimentation conference, 1963 Miscellaneous publication 970, U.S. Dept. Agri., Washington D.C.
- Loire R. (2001). *Etude du transport solide de l'Ain et de l'Albarine*. Mémoire de DEA, Université Lyon 3, 70 p.
- Lorang M.S. et G. Aggett (2005). Potential sedimentation impacts related to dam removal : Icicle Creek, Washington, U.S.A. *Geomorphology*, 71 : 182-201.
- Maekawa M. et N Nakagoshi (1997). Riparian landscape changes over a period of 46 years, on the Azusa River in central Japan. *Landscape and Urban Planning*, 37 : 37-43.
- Magalligan F.J. et K.H. Nislow (2005). Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology*, 71 : 61-78.
- Malavoi J.R. (2005). *Dynamique du transport solide et propositions de gestion*. Syndicat Intercommunal d'Aménagement de Bassin Versant de l'Albarine, 65 p.
- Malavoi J.R. (2006). *Retour d'expérience d'opérations de restauration de cours d'eau et de leurs annexes menées sur le bassin RMC*. Agence de l'eau RMC, 133 p.
- Mandier P. (1988). *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire, essai de synthèse paléogéographique*. BRGM, 151, 3.
- Marston R.A., J.D. Mills, D.R. Wrazien, B. Bassett et D.K. Splinter (2005). Effects of Jackson Lake Dam on the Snake River and its floodplain, Grand Teton National park, Wyoming, USA. *Geomorphology*, 71 : 79-98.
- Martin Y. (2003). Evaluation of bed load transport formulae using field evidence from the Vedder River, British Columbia. *Geomorphology*, 53 : 75-95.
- Martin Y. et M. Church (1995). Bed-material transport estimated from channel surveys : Vedder River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20 : 347-361.
- Martin Y. et D. Ham (2005). Testing bedload transport formulae using morphologic transport estimates and field data : Lower Fraser River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 : 1265-1282.
- Marutani T., G.J. Brierley, N.A. Trustrum et M. Page (eds.) (2001). *Source-to-sink, Sedimentary Cascades in the Pacific Rim Geo-systems*. Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Matsumoto Sabo Work Office, Japan, 183 p.
- Massé C. (2005). *Végétalisation des gravières en eau dans la vallée de la Moselle*. Rapport final. Université Claude Bernard Lyon1, 95 p.
- McBain et Trush Inc. (2003). *Coarse Sediment Management Plan for the Lower Tuolumne River*. Final Report, Prepared for the Tuolumne River Advisory Committee, Arcata, CA, 306 p.
- McEwan I.K., T.M. Sheen, G.J. Cunningham et A.R. Allen (2000). Estimating the size composition of sediment surfaces through image analysis. *Proc. Inst. Civil Eng. - Water Marit. Energy*, 142 : 189-195.
- McLean D.G. (1990). *The relation between channel instability and sediment transport on lower Fraser River*. Thèse de Doctorat, The University of British Columbia, 290 p.
- McLean D.G. et M. Church (1999). Sediment transport along lower Fraser River. 2. Estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resources Research*, 35 : 2549-2559.
- Merritt D.M. et D.J. Cooper (2000). Riparian vegetation and channel change in response to river regulation : a comparative study of regulated and unregulated streams in the Green River basin, USA. *Regulated Rivers*, 16 : 543-564.
- Merz J.E., G.B. Pasternack et J.M. Wheaton (2006). Sediment budget for salmonid spawning habitat rehabilitation in a regulated river. *Geomorphology*, 76 (1-2) : 207-228.
- Meyer-Peter R. et R. Müller (1948). *Formulas for bedload transport*. Proceedings 2nd meeting international association of hydraulic research, Stockholm, 39-64.
- Miall A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, New York, 582 p.
- Micheli E.R. et J.W. Kirchner (2002). Effects of wet meadow vegetation on streambank erosion. 2: Measurements of vegetated bank strength and consequences for failure mechanics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 : 687-697.
- Micheli E.R., J.W. Kirchner et E.W. Larsen (2004). Quantifying the effect of riparian forest versus agricultural vegetation on river meander migration rates, Central Sacramento River, California, USA. *River Research and Applications*, 20 : 537-548.
- Milhous R.T. (1973). *Sediment transport in a gravel-bottomed stream*. Thèse de Doctorat, Oregon University, Corvallis, 232 p.
- Milhous R.T. (1998). modelling instream flow needs : the link between sediment and aquatic habitat. *Regulated Rivers : Research and Management*, 14 : 79-94.
- Miller J.R., T.T. Schulz, N.T. Hobbs, K.R. Wilson, D.L. Schrupp et W.L. Baker (1995). Changes in the landscape structure of south-eastern Wyoming riparian zone following shifts in stream dynamics. *Biological Conservation*, 72 : 371-379.
- Morand P. (1929). *Le Rhône en hydroglisseur*. Emile-Paul Frères Ed., Paris, 65 p.
- Moulin B. (2005). *Variabilité spatiale et temporelle du bois mort dans le réseau hydrographique de l'Isère à l'amont de Grenoble*. Thèse de Doctorat, Université Jean Monnet Saint Etienne, 399 p.
- Moussavi-Harami R., A. Mahboubi et M. Khanehbad (2004). Analysis of controls on downstream fining among three gravel-bed rivers in the Band-e-Golestan drainage basin NE Iran. *Geomorphology*, 61 : 143-153.
- Muir T.C. (1969). *Sampling and analysis of coarse riverbed sediments*. In : Proceedings 4th Mississippi State University Water Resources Research Institute Conference, April 8-9, Mississippi State University, 73-83.
- National Research Council (1992). *Restoration of aquatic ecosystems*. National Academic Press, Washington DC, 576 p.

- Nawa R.K. et C.A. Frissell (1993). Measuring scour and fill of gravel streambeds with scour chains and sliding-bead monitors. *North American Journal of Fisheries Management*, 13 : 634-639.
- Nichols M.H. (2004). A radio frequency identification system for monitoring coarse sediment particle displacement. *Applied Engineering in Agriculture*, 20 : 783-787.
- Northrup W.L. (1965). Republican river channel deterioration. *Misc. Publ. US Dep. Agric.*, 970 : 409-424.
- Odgaard J. (1987). Streambank erosion along two rivers in Iowa. *Water Resources Research*, 23 (7) : 1225-1236.
- Olive L. et J.M. Olley (1997). River regulation and sediment transport in a semi-arid river: the Murrumbidgee River, NSW, Australia. *IAHS publication*, 245 : 283-290.
- Owens P.N. (2005). Conceptual Models and Budgets for Sediment Management at the River Basin Scale. *Journal of Soils and Sediments*, 5 (4) : 201-212.
- Pagney P. (1988). *Climats et cours d'eau en France*. Masson, Paris, 248 p.
- Paintal A.S. (1971). Concept of critical shear stress in loose boundary open channels. *Journal of Hydraulic Research*, 9 (1) : 91-113.
- Paola C., G. Parker, R. Seal, S.K. Sinha, J.B. Southard et P.R. Wilcock (1992). Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume. *Science*, 258 : 1757-1760.
- Pardé M. (1931). L'Ain, étude hydrologique. *Bull. Soc. Nat. Ain*, 45 : 45-79.
- Parker G. (1990). *The 'ACRONYM' series of PASCAL programs for computing Bedload Transport in Gravel Rivers*. External Memorandum n° M-220, St. Anthony Falls Hydraulic Laboratory, University of Minnesota, USA.
- Parker G. et P.C. Klingeman (1982). On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research*, 18 : 1409-1423.
- Parker G., P.C. Klingeman P.C. et D.G. McLean (1982). Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *ASCE Journals of Hydraulic Division*, 108 (4) : 544-571.
- Pautou G., J. Girel, J.L. Peiry, F.M.R. Hugues, K. Richards, R. Foussadier, B. Garguet-Duport, T. Harris et N. Barsoum (1996). Les changements de végétation dans les hydrosystèmes fluviaux. L'exemple du Haut Rhône et de l'Isère dans le Grésivaudan. *Revue d'Ecologie Alpine*, 3 : 41-66.
- Peiry J.L. (1988). *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments sur un cours d'eau intramontagnard ; l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*. Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin Lyon 3, 376 p.
- Peiry J.L. (2005). *La charge alluviale, sa quantification et les implications en matière de gestion environnementale*. Rencontre Morphodynamique fluviale & espace de mobilité, 28-30 novembre, Moulins-sur-Allier.
- Pemberton E.L. (1972). Einstein's Bed-Load Function Applied to Channel Design and Degradation. In : Shen H.W. (ed.), *Sediment Symposium to Honor Professor H.A. Einstein*, Water Resources Publication, Littleton, CO, 40 p.
- Perring C.S., S.J. Barnes, M. Verrall et R.E.T. Hill (2004). Using automated digital image analysis to provide quantitative petrographic data on olivine-phyric basalts. *Comput. Geosci.*, 30 : 183-195.
- Petersen R.C. (1990). Comment on the term conservation. *Meanders*, 2 (1).
- Petit F. (1989). Evaluation des critères de mise en mouvement et de transport de la charge de fond en milieu naturel. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25 : 91-111.
- Petit F., D. Poinart et J.P. Bravard (1996). Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône river upstream of Lyon, France ("canal de Miribel"). *Catena*, 26 : 209-226.
- Pettitt A.N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied statistics*, 28 (2) : 126-135.
- Petts G.E. (1979). Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3 : 329-362.
- Petts G.E. (1980). Long-term consequences of upstream impoundment. *Environmental Conservation*, 7 : 325-332.
- Petts G.E. (1984). *Impounded rivers : perspectives for ecological management*. Wiley, Chichester, 326 p.
- Petts G.E. (1987). Timescales for ecological change in regulated rivers. In : Craig J.F. et J.B. Kemper (eds), *Regulated streams: advances in ecology*, Plenum, New-York, 245-256.
- Petts G.E. et A.M. Gurnell (2005). Dams and geomorphology : research progress and future directions. *Geomorphology*, 71 : 27-47.
- Phillips J.D. (2003). Toledo bend reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River. *River Research and Applications*, 19 : 137-159.
- Phillips J.D., M.C. Slaterry et Z.A. Musselman (2005). Channel adjustments of the the lower Trinity River, Texas, downstream of Livingston dam. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 : 1419-1439.
- Piégay H. (1995). *Dynamique et gestion de la forêt alluviale de cinq cours d'eau à charge grossière du bassin du Rhône : l'Ain, l'Ardèche, le Giffre, l'Ouvèze et l'Ubaye (19^e -20^e siècles)*. Thèse de Doctorat, Université Paris IV, 455 p.
- Piégay H., P. Joly, R. Foussadier, V. Mourier & G. Pautou (1997). Principes de réhabilitation des marges du Rhône à partir d'indicateurs géomorphologiques, phytoécologiques et batrachologiques (cas du RCC de Pierre Bénite). *Revue de Géographie de Lyon*, 72 (1) : 7-22.
- Piégay H., N. Landon et D. Saulnier (2000). *Etude géomorphologique de la basse rivière d'Ain : proposition pour une gestion physique équilibrée des lits mineurs et majeurs*. Rapport final, commission locale de l'eau du SAGE « Basse vallée de l'Ain », 86 p.
- Piégay H. et S. Stroffek (2000). La gestion physique des rivières dans le bassin Rhône Méditerranée Corse : des extrêmes au milieu. In : Bravard J.P. (ed.), *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques*, SEDES, 247-274.
- Piégay H., J.L. Peiry et F. Gazelle (2003). Effets des ripisylves sur la dynamique du lit fluvial et de son aquifère. In : Piégay H., G. Pautou et C. Ruffinoni (eds.), *Les forêts riveraines des cours d'eau*, IDF, Paris, 94-117.
- Pizzuto J. (2002). Effects of dam removal on river form and processes. *Bioscience*, 52 (8) : 683-691.

- Pizzuto J.E. (1995). Downstream fining in a network of gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, 31 : 753-759.
- Poff L.N., J.D. Allan, M.B. Bain, J.R. Karr, K.L. Prestegard, B.D. Richter, R.E. Sparks et J.C. Stromberg (1997). The natural flow regime : a paradigm for river conservation and restoration. *Bioscience*, 47 (11) : 769-784.
- Polzine M.L. et S.B. Rood (2000). Effects of damming and flow stabilization on riparian processes and black cottonwoods along the Kootenay river. *Rivers*, 7 (3) : 221-232.
- Posadas A.N.D., D. Gimenez, R. Quiroz et R. Protz (2003). Multifractal characterization of soil pore systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67 : 1361-1369.
- Powell M.D. (1998). Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 22 (1) : 1-32.
- Power M., W.E. Dietrich et J.C. Finlay (1996). Dams and downstream aquatic biodiversity : potential food web consequences of hydrologic and geomorphic change. *Environmental Management*, 20 (6) : 887-895.
- Pyrce R.S. et P.E. Ashmore (2003). Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams : results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 : 951-966.
- Quinsonas (Comte de) (1858). *De Lyon à Seyssel. Guide du voyageur en chemin de fer, par un Dauphinois*. L. Perrin imp., Lyon, 758 p.
- Raccasi G. (en cours). *Restauration hydraulique et gestion des inondations sur le bas Rhône : méthodes et outils*. Thèse de Doctorat, Aix-Marseille Université.
- Raclot D., C. Puech, N. Mathys, B. Roux, A. Jacome, J. Asseline et J.S. Bailly (2005). Photographies aériennes prises par drone et modèle numérique de terrain : apports pour l'observatoire sur l'érosion de Draix. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 1 : 7-20.
- Ramez P. (1995). *Erosion et transport solide en rivière – tome 1 : Guide pour la compréhension des phénomènes*. CEMAGREF, Série Gestion des milieux aquatiques n°8, 130 p.
- Reckendorfer W., R. Schmalfluss, C. Baumgartner, H. Habersack, S. Hohensinner, M. Jungwirth et F. Schiemer (2005). The integrated river engineering project for the free-flowing Danube in the Austrian alluvial zone national park : contradictory goals and mutual solutions. *Large Rivers*, 15 (1-4) : 613-630.
- Reich M. (1994). Les impacts de l'incision des rivières des Alpes bavaroises sur les communautés terrestres en lit majeur. *Revue de géographie de Lyon*, 69 : 329-340.
- Reid I., S. Rice et C. Garcia (2001). Discussion of "The measurement of gravel-bed river morphology". In : Mosley M.P. (ed.), *Gravel-Bed Rivers V*, New Zealand Hydrological Society, Wellington, 325-327.
- Reid L.M. et T. Dunne (2003). Sediment budget as an organizing framework in fluvial geomorphology. In : Kondolf G.M. et H. Piégay (eds.), *Tools in fluvial geomorphology*, Wiley : 463-500.
- Rommelzwaal A.J. et M. Platteeuw (2001). Lowered floodplains. In : Wolters A., M. Platteeuw et M.M. Schoor (eds.), *Guidelines for rehabilitation and management of floodplains, ecology and safety combined*, NCR-Publication 09-2001, IRMA, 185 p.
- Renwick W.H., S.V. Smith, J.D. Bartley et R.W. Buddemeier (2005). The role on impoundments in the sediment budget of the conterminous United States. *Geomorphology*, 71 : 99-111.
- Rice S. (1998). Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers ? *Geomorphology*, 22 : 39-56.
- Rice S. (1999). The nature and controls on downstream fining within sedimentary links. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (1) : 32-39.
- Rice S. et M. Church (1996). Sampling surficial gravels: the precision of size distribution percentile estimates. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (3) : 654-665.
- Rice S. et M. Church (1998). Grain size along two gravel-bed rivers : statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 : 345-363.
- Rice S.P., M.T. Greenwood et C.B. Joyce (2001). Tributaries, sediment sources and the longitudinal organisation of macroinvertebrate fauna along river systems. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58 : 824-840.
- Richards G.A. et P.Y. Julien (2003). Dam impacts on and restoration of an alluvial river-Rio Grande, New Mexico. *International Journal of Sediment Research*, 18 (2) : 89-96.
- Richards G.A., P.Y. Julien et D.C. Baird (2005). Statistical analysis of lateral migration of the Rio Grande, New Mexico. *Geomorphology*, 71 : 139-155.
- Richards K.S. (1982). *Rivers, form and processes in alluvial channels*. Methuen, London, 357 p.
- Richards K.S. et N. Clifford (1991). Fluvial geomorphology: structured beds in gravelly rivers. *Progress in Physical Geography*, 15 (4) : 407-422.
- Richardson N.M. (1902). An experiment on the movements of a load of brickbats deposited on the Chesil Beach. *Proceedings Dorset natural history and antiquarian field club*, 23 : 123-133.
- Richter B.D., J.V. Baumgartner, J. Powell et D.P. Braun (1996). A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conservation Biology*, 10 (4) : 1163-1174.
- Rickenmann D. et B.W. McArdeall (sous presse). Calibration of piezoelectric bedload impact sensors in the Pitzbach mountain stream. *Geodynamica Acta*.
- Rohde S. (2004). River Restoration: Potential and limitations to re-establish riparian landscapes. Assessment & Planning. *Thèse de Doctorat, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich*, 133 p.
- Rollet A.J. (2002). *Les effets du barrage d'Allement sur la granulométrie du lit de la basse rivière d'Ain : essai méthodologique par analyse d'image*. Mémoire de Maîtrise, Université Jean Moulin Lyon 3, 96 p.
- Rollet A.J., B. Kauffmann, H. Piégay et B. Lacaze (2002). Automated calculation of grain size percentiles using image analysis : example of the bars of the Ain River (France). Symposium of the British Hydrological Society : River bed patches: hydraulics, ecology and geomorphology, Department of Geography, Loughborough University, 8th May 2002.
- Rollet A.J., A. Citterio, S. Dufour, J. Lejot et H. Piégay (2005). Expertise hydro-géomorphologique en vue du diagnostic fonctionnel des habitats, de la restauration du transit sédimentaire et des îlons. Programme LIFE Nature, 2004-2005, 170 p.

- Rollet A.J. et S. Dufour (2006). Les intérêts d'une rivière dynamique, l'exemple de l'Ain. *Les Cahiers de Lucinges*, 39 : 6-11.
- Rollet A.J., B. MacVicar, H. Piégay et A. Roy (sous presse). L'utilisation de transpondeurs passifs pour l'estimation du transport sédimentaire : premiers retours d'expérience. *La Houille Blanche*.
- Rollet A.J., D.J. Graham, H. Piégay et S.P. Rice (in prep.). From fieldwork to automatic analysis: conversions between alternate methods of surface grain-size characterisation for fluvial gravels. *Water Resources Research*.
- Rood S.B. et J.M. Mahoney (1995). River damming and riparian cottonwoods along the Marias River, Montana. *Rivers*, 5 (3) : 195-207.
- Roussel J.M., A. Haro et R.A. Cunjack (2000). Field test of a new method for tracking small fishes in shallow rivers using passive integrated transponder (PIT) technology. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 57 : 1326-1329.
- Roux A.L. (ed.) (1986). *Recherches interdisciplinaires sur les écosystèmes de la basse-plaine de l'Ain (France) : potentialités évolutives et gestion*. Documents de Cartographie Écologique, Grenoble, 166 p.
- Russell R.D. (1939). Effects of transportation on sedimentary particles. In : Trask P.D. (ed.), *Recent Marine Sediments*, Am.Assoc. of Pet. Geol., Tulsa, Okla, 33-47.
- Ryan S.E., L.S. Porth et C.A. Troendle (2002). Defining phases of bedload transport using piecewise regression. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 : 971-990.
- Sammut J. et W.D. Erskine (1995). Hydrological impacts of flow regulation associated with the Upper Nepean water supply scheme, NSW. *Australian Geographer*, 26 (1) : 71-86.
- Schilt C.R. (2007). Developing fish passage and protection at hydropower dams. *Applied Animal Behaviour Science*, 104 (3-4) : 295-325.
- Schmidt K.H. et P. Ergenzinger (1992). Bedload entrainment, travel lengths, step length, rest period - studied with passive (iron, magnetic) and active (radio-) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 : 147-165.
- Schoklitsch A. (1934). Der geschiebetrieb und die geschiebefracht. *Wasserkraft Wasserwirtschaft*, 4 : 1-7.
- Schumm S.A. (1969). *River metamorphosis*. ASCE Journal of the Hydraulics Division, HY1 : 255-273.
- Schumm S.A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New-York, 338 p.
- Schwartz D. (1994). *Le jeu de la science et du hasard*. Flammarion, Paris, 128p.
- Scott K.M. (1973). *Scour and fill in Tujunga wash a fanhead valley in urban southern California 1969*. US Geological Survey Professional Paper, 732-B, 29 p.
- Scott M.L., P.B. Shafroth et G.T. Auble (1999). Responses of riparian cottonwoods to alluvial water table declines. *Environmental Management*, 23 (3) : 347-358.
- Seal R., C. Paola, G. Parker, J.B. Southard et P.R. Wilcock (1997). Experiments on Downstream Fining of Gravel : I. Narrow-Channel Runs. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123 : 874-884.
- Sear D.A. (1995). Morphological and sedimentological changes in a gravel-bed river following 12 years of flow regulation for hydropower. *Regulated Rivers : Research and Management*, 10 : 247-264.
- Sear D.A., M.W.E. Lee, R.J. Oakey, P.A. Carling et M.B. Collins (2000). Coarse sediment tracing technology in littoral and fluvial environments : a review. In : Foster I.D.L. (ed.), *Tracers in geomorphology*, Wiley, Chichester, 21-55.
- Séchet P. et B. Le Guennec (1999). Bursting phenomenon and incipient motion of solid particles in bed-load transport. *Journal of Hydraulic Research*, 37 (5) : 683-696.
- Sedell J.R. et K.J. Luchessa (1982). Using the historical record as an aid to salmon habitat enhancement. In : Neil E. et B. Armantrout (eds.), *Symposium on acquisition and utilization of aquatic habitat inventory information held*, Portland, Oregon, 210-223.
- Shen H.W. et J. Lu (1983). Development and prediction of bed armouring. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109 (4) : 611-629.
- Sherrard J.J. et W.D. Erskine (1991). Complex response of a sand-bed stream to upstream impoundment. *Regulated Rivers : Research and Management*, 6 : 53-70.
- Shields F.D., A. Simon et L.J. Steffen (2000). Reservoir effects on downstream river channel migration. *Environmental Conservation*, 27 (1) : 54-66.
- Shuman J.R. (1995). Environmental considerations for assessing dam removal alternatives for river restoration. *Regulated Rivers*, 11 (3/4) : 249-261.
- Sichingabula H.M. (1997). Problems of sedimentation in small dams in Zambia. In : Walling D.E. et J.L. Probst (eds.), *Human impact on erosion and sedimentation* (proceedings of the Rabat symposium, april 1997), IAHS publications 245, Wallingford : IAHS Press, 251-259.
- Sime L.C. et R.I. Ferguson (2003). Information on grain sizes in gravel-bed rivers by automated image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 73 : 630-636.
- Simon A. (1992). Energy, time and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems. *Geomorphology*, 5 (3-5) : 345-372.
- Simoncini C. (en cours). Studio geomorfologico del Fiume Magra, Metodologie per la gestione dei sedimenti fluviali. Thèse de Doctorat, Université de Florence.
- Simons D.B. et F. Senturk (1977). *Sediment Transport Technology*. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 807 p.
- Smith J.R., J.E. Merz et M.L. Workman (2004). *Effect of a controlled flow release on rooted aquatic vegetation in Chinook salmon spawning habitat in the lower Mokelumne River, California*. Mimeo report, East bay municipal utility district. Fisheries and Wildlife division, Lodi, CA.
- Smith N. (1971). *A history of dams*. London, Peter Davies, 221 p.
- Sogreah (2000). *Etude des transports solides sur l'Arve*. Syndicat mixte d'aménagement de l'Arve et de ses abords, 90 p.
- Stanford J.A., J.V. Ward, W.J. Liss, C.A. Frissell, R.N. Williams, J.A. Lichatowich et C.C. Coutant (1996). A general protocol for restoration of regulated rivers. *Regulated Rivers : Research and Management*, 12 : 391-413.

- Statzner B. et B. Higler (1985). Questions and comments on the River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 42 : 1038-1044.
- Strahler A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transaction*, 38 : 913-920.
- Surian N. (1999). Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 : 1135-1151.
- Surian N. (2002). Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43 : 137-149.
- Surian N. et M. Rinaldi (2003). Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50 : 307-326.
- Surian N. et A. Cisotto (2007). Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (11) : 1641-1656.
- Tagliavini S. (1978). *Le modificazioni geomorfologiche ed idrogeologiche conseguenti all'attività estrattiva nella conoide del torrente Enza*. In : Proceeding of the conference on attività estrattiva dei materiali inerti da costruzioni. Effetti sugli ambienti e risorse alternative.
- Tal M., K. Gran, A.B. Murray, C. Paola et D.M. Hicks (2004). Riparian vegetation as a primary control on channel characteristics in multi-thread rivers. In : Bennett S.J. et A. Simon (eds.), *Riparian vegetation and fluvial geomorphology: hydraulic, hydrologic, and geotechnical interaction*, American Geophysical Union Monograph, 16 p.
- Texas Instruments (1996). *23 mm Glass encapsulated transponder, Reference manual*. Texas Instrument registration and identification system, United States, 22 p.
- Thoms M.C. et K.F. Walker (1993). Channel changes associated with two adjacent weirs on a regulated lowland alluvial river. *Regulated Rivers: Research and Management*, 8 : 271-284.
- Thorne C.R. (1990). Effects of vegetation on riverbank erosion and stability. In : Thornes J.B. (ed.), *Vegetation and erosion*, John Wiley and Sons, Chichester, 125-144.
- Thorne C.R. et J. Lewin (1979). Bank process, bed material movement and planform development in a meandering river. In Rhodes D.D. et G.P. Williams (eds.), *Adjustments of the fluvial system*, Dubuque, IA, 117-137.
- Toffaletti F.B. (1968). *A Procedure for Computation of Total River Sand Discharge and Detailed Distribution, Bed to Surface*. Committee on Channel Stabilization, U.S. Army Corps of Engineers, 187 p.
- Tsujimoto T. et T. Kitamura (1996). *Rotational degradation and growth of vegetation along a stream*. In : International Conference on New/Emerging Concepts for Rivers, Rivertech 96, Chicago, Illinois, 632-657.
- Tunncliffe J., A.S. Gottesfeld et Mohamed (2000). High resolution measurement of bedload transport. *Hydrological Processes*, 14 : 2631-2643.
- Vannote R.L., G.W. Minshall, K.W. Cummins, J.R. Sedell et C.E. Cushing (1980). The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 37 (1) : 130-137.
- Vericat D. et R.J. Batalla (2006). Sediment transport in a large impounded river: the lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 79 : 72-92.
- Vericat D., M. Church, R.J. Batalla (2006). Bedload bias : comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel-bed river. *Water Resources Research*, 42 W01402 : 13p.
- Verneaux J. (1973). *Cours d'eau de Franche-Comté. Recherches écologiques sur le réseau hydrographique du Doubs. Essai de biotypologie*. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 9, 260 p.
- Verstraeten G. et J. Poesen (1999). The nature of small-scale flooding, muddy floods and retention ponds sedimentation in central Belgium. *Geomorphology*, 29 : 275-292.
- Verstraeten G. et J. Poesen (2000). Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds : methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography*, 24 (2) : 219-251.
- Veyrat-Charvillon S. (2005). *Élaboration d'une méthode de prédiction du volume maximal d'une lave torrentielle (Prevent)*. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal Clermont Ferrand 2, 356 p.
- Vörösmarty C.J., M. Meybeck, B. Fekete, K. Sharma, P. Green et J.P.M. Syvitski (2003). Anthropogenic sediment retention : major global impact from registered river impoundments. *Global Planetary Change*, 39 : 169-190.
- Webb B.W. et D.E. Walling (1997). Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir. *Regulated Rivers : Research and Management*, 13 (5) : 463-477.
- Weisberg S.B. et W.H. Burton (1993). Enhancement of fish feeding and growth after an increase in minimum flow below the Conowingo Dam. *North American Journal of Fisheries Management*, 13 (1) : 103-109.
- Westaway R.M., S.N. Lane et D.M. Hicks (2003). Remote survey of large-scale braided, gravel bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24 (4) : 795-815.
- Wettimuny R. et D. Penumadu (2004). Application of Fourier analysis to digital imaging for particle shape analysis. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 18 : 2-9.
- Wheaton J.M., G.B. Pasternack, et J.E. Merz (2004). Spawning Habitat Rehabilitation - I. Conceptual Approach and Methods. *International Journal of River Basin Management*, 2 (1) : 3-20.
- White G.F. (ed.) (1977). *Environmental effects of complex river development*. Westview boulder, USA, 172 p.
- Whiting P.J. et J.G. King (2003). Surface particle sizes on armoured gravel streambeds : effects of supply and hydraulics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 : 1459-1471.
- Wilcock P.R. (2001). Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 : 1395-1408.
- Wilcock P.R., G.M. Kondolf, W.C.G. Matthews et A.F. Barta (1996). Specification of sediment maintenance flows for a large gravel-bed river. *Water Resources Research*, 32 (9) : 2911-2921.
- Wildman L.A.S. et J.G. MacBroom (2005). The evolution of gravel bed channels after dam removal: case study of

- the Anaconda and Union City Dam removals. *Geomorphology*, 71 : 245-262.
- Williams G.P. et G.P. Wolman (1984). *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. USGS circular 781, 48 p.
- Wolman M.G. (1954). A Method of Sampling Coarse River Bed Material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6) : 951-956.
- Wolman M.G. (1967). Two problems involving river channels and their background observations. *Northwest. Univ. Stud. Geogr.*, 14 : 67-107.
- Wootton J.T., M.S. Parker et M.E. Power (1996). Effects of disturbance on river food webs. *Science*, 273 : 1558-1561.
- Xu J.X. (1990). An experimental study of complex response in river channel adjustment downstream from a reservoir. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 : 43-53.
- Xu J.X. (1996). Underlying gravel layers in a large sand bed river and their influence on downstream-dam channel adjustment. *Geomorphology*, 17 : 351-359.

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1.1 - Emboîtement schématisé de l'hydrosystème dans le système fluvial (d'après Amoros et Petts, 1993)	11
Figure 1.2 - Représentation théorique de la réponse d'un système fluvial à la modification brutale d'une variable de contrôle (d'après Knighton, 1984)	13
Figure 1.3 - Style d'ajustement du chenal à l'aval d'un barrage en réponse aux modifications relatives des écoulements (Ql) et des entrées de sédiments (Qs)	19
Figure 1.4 - Schémas des ajustements morphologiques possibles sur des sections en travers après une modification des débits liquides (Ql), et de la relation entre la charge disponible dans le chenal et les capacités de transport de ce dernier.	22
Figure 1.5 - Conséquences de la construction d'un barrage sur les ajustements des lits des cours d'eau (d'après Petts, 1979)	23
Figure 1.6 - Évolution du lit en réponse aux modifications des débits liquides et solides dans différentes régions géographiques, après la construction d'un barrage (d'après Petts et Gurnell, 2005)	24
Figure 1.7 - Trajectoire de la métamorphose fluviale en lien avec la colonisation et la croissance végétale (d'après Gurnell et Petts, 2002)	25
Figure 1.8 - Modèle conceptuel montrant la complexité des interrelations entre les facteurs géomorphologiques clés du chenal principal et de ses affluents à l'aval d'un barrage (d'après Phillips, 2003)	26
Figure 1.9 - Trajectoire hypothétique de la métamorphose fluviale à la suite de la construction d'un barrage (d'après Petts et Gurnell, 2005, complété)	27
Figure 1.10 - Échelles spatiales et temporelles de l'ajustement des formes fluviales (d'après Knighton, 1984)	28
Figure 1.11 - Organisation générale du manuscrit	38
Figure 1.12 - La basse vallée de l'Ain : (A) localisation du tronçon à l'échelle régionale, (B) localisation des principaux barrages sur le continuum et (C) géologie du secteur (d'après Bravard et al., 1991)	40
Figure 1.13 - Interprétation des graphes en boîte	44

Chapitre 2 - partie 1

Figure 2.1 - Extrait de la carte d'État Major de Nantua du secteur Varambon-Mollon, levée par les officiers du corps d'État Major et publiée par le Dépôt de la Guerre en 1843 (échelle au 1/80 000)	53
Figure 2.2 - Évolution du nombre d'îles présentes dans la bande active de la basse vallée de l'Ain de 1776 à 1989 (d'après Bravard et al., 1991)	54
Figure 2.3 - Les facteurs naturels et anthropiques de la métamorphose de l'Ain (Fagot et al., 1989)	56
Figure 2.4 - Recensement des facteurs susceptibles d'avoir influencé l'évolution de la bande active de l'Ain depuis le début du 20e siècle	57
Figure 2.5 - Distribution des débits de l'Ain à la station de Chazey-sur-Ain entre les 12 et 28 mai de 1959 à 1968	62
Figure 2.6 - Variation de la longueur du chenal en eau sur les périodes 1856-1920, 1920-1976, 1976-1986/87, 1986/87-1999 (Piégay et al., 2000)	64
Figure 2.7 - Illustration du procédé de simplification des profils appliqué pour chaque couple de profils comparés	65
Figure 2.8 - Évolution verticale du chenal (A) drainant la basse vallée de l'Ain de 1856 à 1999 et (B) en aval de Gévrioux de 1976 à 1999	66
Figure 2.9 - Évolution du profil en long de l'Ain dans sa basse vallée, de Pont d'Ain à la confluence sur les périodes (A) 1856-1920, (B) 1920-1976, (C) 1976-1999	67
Figure 2.10 - Évolution du profil en long de l'Ain, depuis Gévrioux à la confluence sur les périodes 1976-1986 (A) et (B) 1986-1999	69
Figure 2.11 - (A) Missions aériennes retenues pour l'analyse surfacique de l'évolution des bandes actives et (B) distribution des débits moyens journaliers des 22-27 août et 5-9 mai sur la période 1959-1968	71
Figure 2.12 - Digitalisation des superficies érodées et construites (A) et (B) spatialisation de la donnée par tronçons fluviaux de 250 m	72
Figure 2.13 - Évolution (A) de la superficie de la bande active et (B) de son indice de rétraction entre 1945 et 2000 (données renseignées par segment de 250 m. n=144)	74
Figure 2.14 - Superficies moyennes annuelles végétalisées et érodées et valeurs de rétraction de la bande active renseignées par segment de 250 mètres de 1945 à 2000 (voir carte hors texte)	76
Figure 2.15 - Superficies des bancs de galets en (A) 1945 et (B) 1980 sur des secteurs de forte (S2 et S4) et faible rétraction (S1 et S3)	77
Figure 2.16 - Superficies de plaine moderne renseignées par segment de 250 m de chenal sur les secteurs de forte (S2 et S4) et faible rétraction (S1 et S3) et part de linéaire de berge par secteur constitué de berges aménagées ou morainiques stables en 1999 (données : Piégay et al., 2000)	77
Figure 2.17 - (A) Rétraction de la bande active et (B) superficies moyennes érodées entre 1945 et 2000 (données renseignées par segment de 250 m. n= 144)	788
Figure 2.18 - Superficies végétalisées et érodées par secteur depuis 1945 (donnée renseignée par segment de 250 mètres)	79
Figure 2.19 - Évolution de l'indice de sinuosité de la bande active de 1945 à 2000 sur l'ensemble de la basse vallée et par secteur	80
Figure 2.20 - Bandes actives de la basse vallée de l'Ain de 1945 à 2000 par secteur	81
Figure 2.21 - Ajustement en plan de l'Ain depuis la seconde moitié du 19e siècle	82
Figure 2.22 - Variation des débits maximums annuels et de la pluviosité avant, pendant et après la période de forte rétraction (1945-1954)	83
Figure 2.23 - Représentation schématique de la réponse fluviale de l'Ain dans sa basse vallée à la modification des variables de contrôle et effets potentiels des barrages dans cette trajectoire (d'après Knighton 1984 complété et modifié)	86

Chapitre 2 - partie 2

Figure 2.24 – Maximums (A) et (B) minimums annuels des débits moyens journaliers, (C) nombre de jours par an où les débits moyens journaliers ont excédé le débit de plein bord mesuré (530 m ³ .s ⁻¹) et (D) distribution des valeurs des débits morphogènes avant et après la construction du barrage de Vouglans (1968)	91
Figure 2.25 - Débits maximums annuels à la station de Chazey-sur-Ain, de 1913 à 2006.....	91
Figure 2.26 - Débits maximum annuels (A) et pluviométrie maximum annuelle à la station d'Arinthod (B) sur les périodes 1949-1957 (P1), 1957-1968 (P2) et 1968-2006 (P3) (p= 0,28 entre P1 et P2 et p=0.88 entre p2 et p3, p=0.85 p1 et p3), et précipitations annuelles et nombre de jours de pluie avant et après la construction du barrage de Vouglans aux stations (C) d'Arinthod et (D) Ambérieu-en-Bugey.	92
Figure 2.27 - Répartition intra-annuelle du nombre de jours où le débit de plein bord a été atteint ou excédé (A) et répartition mensuelle des débits maximums annuels (B) avant et après la construction du barrage de Vouglans	94
Figure 2.28 - Exemples d'affinement granulométrique sur les rivières (A) Dehbar et (B) Mayan, dans le Nord-est de l'Iran (Moussavi-Harami et al., 2004)	98
Figure 2.29 – Représentation schématique des différentes étapes méthodologiques de caractérisation de la granulométrie de surface.....	100
Figure 2.30 - Chaîne de procédures utilisée pour la génération des distributions granulométriques. Les étapes de traitements figurent en italique.	104
Figure 2.31 - Photographie de placette en niveau de gris et images binaires résultants de différents choix de valeurs seuil. (A) correspond à un résultat jugé correct par l'opérateur (niveau de gris 124), alors que les images B et C correspondent au choix de valeurs seuil jugées (B) trop basse (niveau de gris 77) et (C) trop élevée (niveau de gris 184) par l'opérateur	105
Figure 2.32 - Effet de la variabilité des valeurs seuils, choisies par différents opérateurs (♦) ou définies de façon systématique tous les 10 niveaux de gris (◆), sur les distributions granulométriques résultant des procédés d'extraction automatique sur deux placettes test. La ligne en pointillée correspond aux valeurs de D10, D50 et D90 obtenues à partir de digitalisation manuelle des contours des particules	107
Figure 2.33 - Illustration des problèmes de sur-segmentation (type 1) et d'agglomération des particules (type 2)	108
Figure 2.34 - Effet de la correction manuelle des squelettes issus de l'extraction automatique sur les différents percentiles en fonction (A) du D50 initial et (B) du coefficient de tri des particules et (C) Caractéristiques granulométriques des 109 parcelles échantillonnées.	109
Figure 2.35 - Caractéristiques relatives à la taille des 109 échantillons traités : (A) superficies totales exploitées, (B) nombre de particules supérieures à 8 mm reconnues et (C) rapport SI/SPmax	110
Figure 2.36 - Evolution du D50 (A) et du D90 (B) en fonction du rapport de la taille de la parcelle échantillonnée (SI) et de la surface de la plus grosse particule présente sur la parcelle (SPmax)	111
Figure 2.37 – Squelettisation à partir de digitalisation manuelle	112
Figure 2.38 - Comparaison des dixièmes, cinquantièmes et quatre-vingt-dixièmes percentiles D10 (A), D50 (B), et D90 (C) obtenus par l'application de différentes techniques	114
Figure 2.39 - Comparaison entre les mesures effectuées par extraction automatique et (A) les mesures effectuées sur le terrain (P&P) et (B) les mesures effectuées par digitalisation manuelle, et (C) comparaison entre les mesures effectuées sur le terrain (P&P) et les mesures effectuées par digitalisation manuelle	114
Figure 2.40 - Variation longitudinale des D50 de têtes de bancs obtenus en 2002 par extraction semi-automatique et valeurs de pente issues des profils en travers de 2004 (source des profils : Cemagref)	115
Figure 2.41 - Distribution granulométrique des secteurs de Pont d'Ain-Priay, Priay-Gévrioux et de Gévrioux au Rhône	116
Figure 2.42 - Variation longitudinale des indices de pavage obtenus à partir de deux jeux de données différents.....	121
Figure 2.43 – Étapes méthodologiques pour l'extraction de largeurs de bancs et de chenal en eau tous les 10 m (adaptées d'après Moulin, 2005).....	124
Figure 2.44 - Superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000, du barrage d'Allement à la boucle de Chazey (données renseignées par segment de 250 mètres).....	125
Figure 2.45 - Détail des superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000, du barrage d'Allement au pont de Priay	126
Figure 2.46 - relation entre superficies de bande active rétractée et diminution de la superficie des bancs de galets de 1945 à 2000 (A, B et C), par secteur et (D), évolution générale des bancs de galets entre Pont d'Ain et Chazey-sur-Ain. Ces données sont renseignées par segments de 250 mètres	127
Figure 2.47 - Superficies cumulées des bancs de galets présents dans la bande active de l'Ain en 1945, 1963, 1980 et 2000 et seuils significatifs d'après le test de Pettitt (voir carte hors texte)	129
Figure 2.48 - Valeurs de la pente des courbes de superficies cumulées de bancs par secteur homogène en 1945, 1963, 1980 et 2000	130
Figure 2.49 - Variation longitudinale de la part d'occupation de la bande active par les bancs de galets en 1963, 1980 et 2000	132
Figure 2.50 - Représentation graphique du coefficient de corrélation de Davis calculé pour les largeurs de banc en 1963, 1980 et 2000 par tronçons	133

Chapitre 3 - partie 1

Figure 3.1- Structure générale des axes développés dans le cadre de ce chapitre	144
Figure 3.2 - Étapes méthodologiques pour la détermination de secteurs homogènes	146
Figure 3.3 - Sectorisation longitudinale de l'Ain, A) caractéristiques des 4 types issus de la classification sur les tronçons de 250 m, B) répartition spatiale des types par tronçon de 250 m (spatialisation voir carte hors texte).....	147
Figure 3.4 – Morphologie des dépôts sédimentaires en fonction du style fluvial des cours d'eau (d'après Miall, 1996)	155
Figure 3.5 – Définition des volumes érodés et stockés dans un contexte de cours d'eau à méandres en équilibre dynamique	156
Figure 3.6 – Techniques et méthode de mesure de hauteurs de berges d'érosion et d'accumulation	157
Figure 3.7 – Estimation de l'aire d'un parallélogramme (A) et (B) ajustement du mode de calcul pour la quantification des volumes en fonction des types de dépôts considérés.....	158
Figure 3.8 - Schéma de calcul des volumes stockés ou déstockés à partir des processus verticaux, où Pn et Pn+x correspondent aux profils de ligne d'eau à l'année n et n+x et l à la largeur de la bande active à l'année n+x.	159

Figure 3.9 – Définition des volumes érodés et stockés dans cours d'eau (A) à la suite d'un exhaussement et (B) de l'incision du lit.....	160
Figure 3.10 – Sources d'erreurs potentielles susceptibles de générer une sur ou sous estimation du budget sédimentaire.....	161
Figure 3.11 - Schéma des paramètres utilisés pour la quantification de la marge d'erreur relative (A) aux erreurs d'estimation des hauteurs des lits majeurs érodés et des zones de dépôt et (B) à l'imprécision du recalage planimétrique des photographies aériennes.....	162
Figure 3.12 – Volumes moyens annuels et nature des entrées sédimentaires entre 1980 et 2000	164
Figure 3.13 - Quantification et répartition, par secteur homogène, des entrées sédimentaires moyennes annuelles spécifiques sur la basse vallée de l'Ain.....	165
Figure 3.14 - Bilan sédimentaire moyen annuel à l'échelle de la basse vallée de l'Ain établi sur la période 1980-2000	166
Figure 3.15 - Contribution des différents processus morphologiques à la production et au stockage moyens annuels des sédiments grossiers	167
Figure 3.16 – (A) Différences altimétriques entre les lits majeurs érodés et les secteurs de dépôt (les valeurs sont négatives si la hauteur de berges de dépôts est supérieure à la hauteur du lit majeur érodée une fois la couche de sédiments fins retranchée) et valeurs de rétraction de la bande active entre 1980 et 2000 (B) à l'échelle de la basse vallée et (C) par secteur.....	168
Figure 3.17 – (A) Bilan sédimentaire et (B) bilan sédimentaire spécifique par tronçon, établis sur la période 1980-2000.....	169
Figure 3.18 – Volumes spécifiques ($m^3.m^{-1}$) moyens annuels de sédiments grossiers érodés et déposés dans le cadre des processus de migration de méandres de 1980 à 2000	170

Chapitre 3 - partie 2

Figure 3.19 – Méthode d'évaluation du volume de charge de fond transporté lors d'un évènement de crue (D'après Laronne et al., 1992, modifié).....	181
Figure 3.20 - Principe de mesure des chaînes d'érosion (d'après Laronne et al., 1994).....	182
A : érosion du lit sur une épaisseur S à partir du niveau initial ID ; S est égal à la longueur de chaîne horizontale, couchée sur le fond du lit ;	182
B : remblaiement du lit sur une épaisseur F à partir d'un niveau de base issu d'un épisode de creusement antérieur ;	182
C : érosion du lit sur une épaisseur S suivie d'un remblaiement sur une épaisseur F ; l'évolution du niveau topographique après passage de la crue est donc égale à S-F ;	182
D : érosion initiale sur une épaisseur S1 suivie d'un remblaiement sur une épaisseur F1, érosion finale sur une épaisseur S2 ; la chaîne ne permet pas dans ce cas de suivre fidèlement la succession des épisodes de creusement et de remblaiement (Liébault, 2003).....	182
Figure 3.21 – (A) Localisation des chaînes d'érosion et des traceurs sur le site de Varambon et (B) sur le site de Gévrioux (cliché : Lejot, en cours).....	183
Figure 3.22 - Distances de transport obtenues au droit de Charnoz-sur-Ain à partir de traceurs peints	188
Figure 3.23 – Présentation générale du matériel, (A) un transpondeur et (B) le matériel de détection	188
Figure 3.24 – Variation topographique au droit du transect de Varambon entre le 23 août 2005 et le 6 septembre 2006.....	191
Figure 3.25 - Débits moyens journaliers correspondant aux quatre périodes observées.	192
Figure 3.26 - Épaisseur moyenne des couches érodées et remblayées obtenues par les chaînes d'érosion au droit des cinq transects de suivis durant les quatre périodes étudiées (AV : absence de valeur).....	192
Figure 3.27 - Zones de prospection pour la relocalisation des traceurs (A) sur le site de Varambon et (B) sur le site de Gévrioux	196
Figure 3.28 - Trajectoire des traceurs et évolution morphologique du banc de galets de Gévrioux	197
Figure 3.29 - Étude d'un banc de convexité mobile équipé (A) de chaînes d'érosion et (B) de traceurs de type PIT tags	200
Figure 3.30 - Trajectoire de migration des traceurs retrouvés sur les sites de (A) Varambon et (B) Gévrioux.....	201

Chapitre 3 - partie 3

Figure 3.31 – Étapes méthodologiques pour le calcul de la capacité de transport.....	206
Figure 3.32 –Variabilité des capacités de transport (%) en fonction du niveau de détail de la description de la géométrie des sections en travers	211
Figure 3.33 - Nombre de jours où le débit de plein bord observé est excédé au droit des stations hydrologiques de Pont d'Ain et Chazey-sur-Ain, de 1980 à 2000.....	215
Figure 3.34 –Variabilité des capacités de transport (%) en fonction du nombre de classe de débit utilisées.....	215
Figure 3.35 - Courbe des débits classés correspondant à la période 1980-2000, d'après les données de la station de Chazey-sur-Ain	216
Figure 3.36 - Relation entre les capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de Schoklitsch et Einstein sur la période 1980-2000.....	219
Figure 3.37 - Relation entre les capacités de transport données par les équations d'Einstein et de Schoklitsch et des différents paramètres de calcul (D50, pente et rugosité).	220
Figure 3.38 - Relation entre les capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de Schoklitsch et Einstein sur la période 1980-2000 après la prise en compte des débits seuils de mise en mouvement observés in situ	222
Figure 3.39 - Variabilité inter-annuelle des capacités de transport déterminées à partir des équations de (A) Einstein et (B) Schoklitsch, sur les 10 sections étudiées de 1980 à 2000 (n=20).....	222
Figure 3.40 - Relation entre la valeur du déficit sédimentaire et la capacité de transport de chacun des tronçons	224

Chapitre 4 - partie 1

Figure 4.1 - Options de gestion en fonction de l'état du système considéré (d'après Boon, 1992)	232
Figure 4.2 - Cadre conceptuel des trajectoires de récupération des écosystèmes à la suite de la suppression d'un barrage. La récupération complète (A) suppose que tous les composants de l'écosystème du chenal aient retrouvé leur fonctionnement initial (avant barrage), mais selon des pas de temps variables. La récupération partielle (B) suppose	

que, parmi ces mêmes composants, certains aient retrouvé totalement leur fonctionnement initial alors que d'autres restent encore affectés par la suppression du barrage (d'après Doyle et al., 2005).....	240
Figure 4.3 - Techniques d'introduction de sédiments exogènes par recréation de formes fluviales (d'après McBain et Trush, 2003)	247
Figure 4.4 - Techniques d'introduction de sédiments exogènes par dispersion passive (d'après McBain et Trush, 2003).....	248
Figure 4.5 - Procédés d'introduction de sédiments à partir de barges à clapets (Gözl, 1994, et cliché de Kondolf).....	250

Chapitre 4 - partie 2

Figure 4.7 - (A) cartographie des secteurs et scénarios déterminés pour les actions de remobilisation de la charge stockée dans la plaine alluviale, (B) volumes de galets et de sédiments fins disponibles et (C) nombre d'années de recharge possibles du fait de l'exploitation de ces secteurs, selon les différents scénarios retenus	260
Figure 4.9 – Localisation des bras morts sélectionnés pour les opérations de restauration et position des points de mesures topographiques.....	263
Figure 4.4 - (A) Mesures des épaisseurs de sédiments fins à l'aide d'une trarière pédologique et levés topographiques dans la lône de Bellegarde en couplant l'utilisation (B) d'une lunette topographique et (C) d'un DGPS.....	263
Figure 4.10 - Méthode de détermination des hauteurs et volumes de sédiments fins à extraire à partir de l'exemple de la lône de Bellegarde	264
Figure 4.11 - Méthode de détermination des hauteurs et volumes de sédiments grossiers à extraire à partir de l'exemple de la lône de Bellegarde	265

Conclusion générale

Figure 5.1 – Schéma conceptuel de l'évolution morphologique probable de la basse vallée de l'Ain	275
--	-----

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1.1 - Caractéristiques hydrologiques de l'Ain dans sa basse vallée aux stations hydrologiques de Pont d'Ain et de Chazey-sur-Ain établies sur la période 1959-2007 (source : banque HYDRO).....	41
---	----

Chapitre 2 - partie 1

Tableau 2.1 - Causes de la rétraction des bandes actives (Liébault et Piégay, 2002)	55
Tableau 2.2 – Questions méthodologiques soulevées pour la comparaison diachronique des profils et réponses apportées dans le cadre de l'étude de 2000 (Piégay et al.) ainsi que dans le cadre du présent travail de recherche.....	61
Tableau 2.3 – Écarts altitudinaux (ΔZ) moyens mesurés au droit des stations de jaugeage de Chazey-sur-Ain et Pont d'Ain relatifs aux écarts de débits d'étiages et amplitudes maximales, minimales et médianes des évolutions verticales des profils de ligne d'eau observées sur différentes périodes	63
Tableau 2.4 - Niveau de détail des différents profils en long de ligne d'eau avant et après la correction spatiale	64
Tableau 2.5 - Test des causes de la rétraction de la bande active de l'Ain	84

Chapitre 2 - partie 2

Tableau 2.6 - Temps et coûts de collecte et de traitement des données pour 109 échantillonnages granulométriques.....	102
Tableau 2.7 - Superficie théorique des parcelles à échantillonner d'après les recommandations de Diplas et Fripp (1992) pour les faciès les plus fins, médians et plus grossiers rencontrés en tête de banc sur l'ensemble de la basse vallée.....	110
Tableau 2.8 - Techniques utilisées pour la détermination du ratio de pavage	118
Tableau 2.9 - Caractéristiques des échantillons traités dans le cadre des granulométries volumétriques.....	119
Tableau 2.10 - Facteurs de conversion entre les échantillons analysés ou collectés au moyen de différentes méthodes (d'après Bunte et Abt, 2001), D correspondant à la taille de l'axe b de chaque particule échantillonnée	120
Tableau 2.11 – Caractéristiques granulométriques des parcelles échantillonnées selon la technique de Wolman en surface) et par volumétrie (subsurface), utilisées pour le calcul du degré de pavage	121
Tableau 2.12 – Caractéristiques granulométriques des parcelles échantillonnées selon la technique de Wolman (en surface et subsurface), utilisées pour le calcul du degré de pavage	121
Tableau 2.13 – synthèse des caractéristiques granulométriques du chenal de la basse vallée de l'Ain.....	122
Tableau 2.14 - Variation des longueurs de linéaires en fonction des missions étudiées.....	125
Tableau 2.15 - Facteurs potentiels contrôlant la diminution surfacique des bancs de galets	128

Chapitre 3 - partie 1

Tableau 3.1 - Synthèse des changements observés et des processus associés dans le cadre de l'étude morphologique menée sur la Chilliwack river (d'après Ham et Church, 2000) et dans le cadre de la présente étude morphologique menée sur l'Ain.....	154
---	-----

Chapitre 3 - partie 2

Tableau 3.2 - Pourcentage de fraction grossière et porosité par échantillon volumétrique	161
Tableau 3.3 - Caractéristiques et résultats observés pour la détermination des débits seuils de mise en mouvement sur les sites de St Maurice-de-Gourdans, Vilette-sur-Ain et Oussiat	178
Tableau 3.4 - Fréquence annuelle du charriage sur l'Ain.....	179
Tableau 3.5 – Caractéristiques d'agencement des chaînes d'érosion sur les sites de Varambon et de Gévrieux.....	183
Tableau 3.6 – Avantages, inconvénients et taux de retours observés pour différentes techniques de traçage (d'après Sear, 2000 ; Hassan et Ergenzinger, 2003 complétés).....	186
Tableau. 3.7 - Caractéristiques des traceurs de Varambon (A) et Gévrieux (B).....	190
Tableau 3.8 - Quantification des sections érodées et déposées par transect.....	193
Tableau 3.9 - Taux de retour des traceurs sur les sites de Varambon et Gévrieux. et ajouter la distance du cluster à la berge.	195
Tableau 3.10 - Distance parcourue par les traceurs sur les sites de Varambon et Gévrieux (AV : absence de valeur).....	196
Tableau 3.11 - Volumes annuels de sédiments transportés mesurés à partir des chaînes d'érosion au droit des transects et extrapolés à l'ensemble de la largeur de la bande active, sur la période 2005-2006 (en grisé) et 2006-2007.....	198

Chapitre 3 - partie 3

Tableau 3.12 - Caractéristiques hydro-géomorphologiques de l'Ain et domaines d'application des équations sélectionnées (d'après Toffaleti, 1968 et Brownlie, 1981).....	207
Tableau 3.13 – Valeurs de pentes (m/km) par secteur déterminées à partir des trois méthodes d'après le profil de ligne d'eau de 1999	212
Tableau 3.14 – Caractéristiques des distributions granulométriques attribuées à chaque tronçon	212
Tableau 3.15 - Variations du coefficient de rugosité n' en fonction de l'équation utilisée	213
Tableau 3.16 - Valeurs des différents paramètres pour le calcul de n sur les dix secteurs étudiés.....	214
Tableau 3.17. - Sensibilité des différentes équations de transport solide en fonction de la marge d'erreur liée à la détermination de chaque paramètre intervenant dans le calcul des capacités de transport	217
Tableau 3.18 - Capacités de transport par secteur estimées à partir des équations d'Einstein et Schoklitsch, Meyer Peter Müller (MPM) et Parker sur la période 1980-2000.....	218
Tableau 3.19 – Comparaison des capacités de transport et des valeurs de transport solide mesurées.....	218

Tableau 3.20 - Débit-seuils de mise en mouvement observés et calculés aux moyens des équations de transport solide d'Einstein et de Schoklitsch sur la période 1980-2000	221
Tableau 3.21 - Capacités de transport moyennes annuelles calculées à partir des équations de transport solide d'Einstein et de Schoklitsch sur la période 1980-2000 avant (A) et après (B) la modification des débits-seuils de mise en mouvement,221	
Tableau 3.22 – Transport solide moyen annuel ($m^3.an^{-1}$) défini à partir des capacités de transport du cours d'eau et du budget sédimentaire établi par secteur (les secteurs en gras correspondent aux secteurs déficitaires) sur la période 1980-2000	226

Chapitre 4 - partie 1

Tableau 4.1 : coût de l'opération en fonction de la capacité de l'installation (prix en euros et HT).....	243
---	-----

Chapitre 4 - partie 2

Tableau 4.2 - Volumes de matériaux utilisés et coût des opérations dans le cadre des projets d'introduction artificielle de la charge de fond en aval des barrages de la Central Valley, de 1968 à 2000 (Kondolf, communication personnelle)	249
Tableau 4.3 - Caractéristiques morphologiques des bras morts avant restauration et définition des zones à traiter	264
Tableau 4.4 - Volumes de sédiments fins et grossiers traités et coût (en euros) de ces traitements réalisés dans le cadre des opérations de restauration des bras morts des Carronières et de Bellegarde (source : CREN)	268

Liste des photographies

Chapitre 1

Photographie 1.1 – L'Ain, (A) dans sa haute vallée, encaissé dans des gorges calcaires du Jura méridional et (B) divagant dans sa basse vallée agricole, bordé par un corridor forestier (clichés personnels)	39
Photographie 1.2 – Les différents types de barrages présents sur l'Ain. (A) Barrage de Vouglans, l'ouvrage le plus imposant du cours d'eau (source : site internet www.Structurae.de) ; (B) barrage de Cize-Bolozon et (C) seuil de dérivation d'Oussiat	42

Chapitre 2 - partie 1

Photographie 2.1 : (A, C et D) Exhumation de blocs calcaires et du substratum par l'incision entre Varambon et Priay et (B) illustration des travaux de réfection réalisés au droit du pont de Priay. Nous observons que les fondations de l'ouvrage ont été affouillées d'environ 1,5 mètres à la suite de l'incision du chenal (clichés J. Lejot et personnels)	68
Photographie 2.2 – Nappe de galets dans la forêt alluviale sur le secteur de Mollon (cliché S. Dufour)	68

Chapitre 2 - partie 2

Photographie 2.3 - Bassin versant dans les gorges de l'Ain entre les barrages de Cize-Bolozon et Allement (cliché personnel)	95
Photographie 2.4 - Étapes du protocole d'échantillonnage Paint and Pick : (A) parcelle initiale peinte, (B) collecte manuelle des particules de surface peintes et (C) parcelle à la fin de l'étape de collecte.	112
Photographie 2.5 – Vue aérienne du seuil de Pont d'Ain en 2000. Nous pouvons observer que le banc en aval du seuil est artificiellement exondé.....	126

Chapitre 3 - partie 1

Photographie 3.1 - Recoupements naturels de méandres (A) en aval du pont de Gévrieux et (B) au droit de Martinaz	172
--	-----

Chapitre 3 - partie 2

Photographie 3.2 – Parcelle peinte (A) avant et (B) une crue de $350 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ sur le banc de Villette-sur-Ain. Notons qu'à la fin de cet évènement, les particules les plus grossières n'ont pas été mobilisées et que la placette a été recouverte de sédiments plus fins.....	178
Photographie 3.3 - (A) Matériel utilisé pour percer les galets et (B) disposition des traceurs dans le chenal (clichés personnels)	190
Photographie 3.4 – (A) Position d'une chaîne d'érosion lors de son exhumation et (B) mesure de la longueur de chaîne après un évènement. Ces photographies illustrent la déstructuration du site après creusement et la difficulté engendrée pour la mesure des épaisseurs de dépôt (clichés personnels)	194

Chapitre 4 - partie 1

Photographie 4.1 - Affouillement de la pile du pont autoroutier 32 surplombant Stony Creek (Californie) (cliché de Kondolf, mai 1990). L'incision du lit (de l'ordre de 5 mètres) a nécessité des travaux de réparations dont le coût a été estimé à plus de 1,5 millions de dollars (Kondolf et Matthews, 1993).....	237
Photographie 4.2 - (A) Petite drague utilisée pour les petites opérations de dragage (entre 1 000 et 2 000 m^3 environ) ; (B) conduite par laquelle le galet aspiré transite à l'aval du barrage et (C) rejet des sédiments à l'aval du barrage (clichés :J.Lejot, 2004)	242
Photographie 4.3 - Opérations de dépôt de charge grossière à l'aval du barrage Keswick sur la Sacramento (Kondolf et Matthews, 1993).....	249

Chapitre 4 - partie 2

Photographie 4.4 - (A) Mesures des épaisseurs de sédiments fins à l'aide d'une tarière pédologique et levés topographiques dans la îlône de Bellegarde en couplant l'utilisation (B) d'une lunette topographique et (C) d'un DGPS	263
Photographie 4.5 - Lône de Bellegarde A) avant restauration, B) pendant les opérations de curage et C) après les travaux de restauration	266
Photographie 4.6 - Lône des Carronières A) avant et B) après restauration, et (C) chemin d'accès au chenal principal pour la mise en dépôt des matériaux extraits.....	266
Photographie 4.7 – Mise en dépôt des sédiments extraits à partir du curage du bras mort de Bellegarde par (A et B) reconstruction artificielle d'un banc fortement dégraissé et (Cet D) dépôt en masse dans des secteurs de forte contrainte hydraulique en période de hautes eaux (clichés CREN et ONF)	267

Table des matières

Remerciements.....	3
SOMMAIRE.....	5
RESUME.....	7
ABSTRACT.....	8
<hr/>	
Chapitre 1 : Contexte scientifique et objet d'étude.....	9
A/ Cadre thématique	11
1. Le système fluvial	11
1.1. Définition.....	11
1.2. Principes de fonctionnement du système fluvial	12
2. L'incidence des barrages sur le système fluvial	14
2.1. Effets des barrages sur les variables de contrôle	15
2.2. Les effets morphologiques des barrages.....	18
2.3. Les impacts de 3 ^e ordre : effets écologiques et économiques	30
3. Contexte et problématique de recherche	36
B/ Cadre géographique.....	39
C/ Cadre méthodologique : démarche et outils d'analyses.....	43
1. Échelles d'étude	43
2. Sources et outils de traitement de l'information	43
2.1. Sources d'information	43
2.2. Traitement statistique des données	44
<hr/>	
Chapitre 2 : Étude des changements fluviaux contemporains dans la basse vallée de l'Ain.....	47
<i>Chapitre 2 - partie 1 : Évolution générale de la bande active de l'Ain depuis la fin du 19^e siècle.....</i>	51
A/ Évolution au cours du 20^e siècle : synthèse bibliographique	53
1. Changements morphologiques observés (19 ^e - 20 ^e siècle)	53
2. Causes potentielles évoquées.....	56
B/ Évolution verticale du lit de l'Ain (1856-1999)	59
1. Choix des techniques mises en œuvre	59
2. Éléments méthodologiques pour la comparaison diachronique de profils en long	60
2.1. Variabilité des débits.....	61
2.2. Recalage spatial et correspondance des points de mesure	63
3. Evolution verticale du lit de l'Ain	65
3.1. Amplitude et temporalité de l'incision du chenal de l'Ain	65
3.2. Analyse longitudinale de l'évolution verticale de la bande active.....	66
4. Conclusion	70
C/ Évolution en plan de la bande active de la basse vallée.....	71
1. Matériel et méthode	71
1.1. Données photographiques.....	71
1.2. Protocoles de mesure.....	72
2. Analyse diachronique de l'évolution en plan de la bande active	74
3. Analyse spatiale de l'évolution en plan de la bande active	75
3.1. Une rétraction longitudinalement contrastée	75
3.2. Incidence des contrastes locaux.....	77
4. Vers la maturation d'un style fluvial à chenal sinueux ?	78

D/ Synthèse de l'évolution morphologique de la basse vallée et discussion des facteurs la contrôlant.....	82
1. De la fin du 19 ^e au milieu du 20 ^e siècle : la métamorphose fluviale.....	82
2. 1945-1954 : la rétraction de la bande active	83
3. Ajustements récents	85

Chapitre 2 - partie 2 : Ajustements morphologiques liés aux barrages.....87

A/ Effets des barrages sur les variables de contrôle du système fluvial	89
1. Modification des débits liquides.....	89
1.1. Présentation des données	89
1.2. Modification inter-annuelle des caractéristiques hydro-climatiques.....	90
1.3. Modifications intra-annuelles des caractéristiques hydrologiques	93
2. Modification des débits solides.....	94
B/ Structuration longitudinale de la granulométrie du chenal de l'Ain	97
1. Introduction de deux concepts : l'affinement granulométrique et le pavage.....	97
1.1. Affinement granulométrique.....	97
1.2. Pavages et armurages.....	98
2. Éléments méthodologiques pour une analyse granulométrique longitudinale.....	100
2.1. Stratégie d'échantillonnage	100
2.2. La technique granulométrique semi-automatique.....	103
2.3. Validation méthodologique	106
3. Structure longitudinale de la granulométrie.....	115
4. Détermination du degré de pavage du lit	116
4.1. Objectif	117
4.2. Matériel et méthodes	117
4.3. Degré de pavage du lit de l'Ain	120
5. Conclusions	122
C/ Évolution surfacique des bancs depuis 1945.....	123
1. Méthodologie	123
2. Evolution surfacique des bancs à l'échelle de la basse vallée.....	125
3. Analyse spatiale de l'évolution surfacique des bancs	128
3.1. A l'échelle de tronçons de 250 mètres.....	128
3.2. Sur la base d'une stratégie d'échantillonnage fine (10 mètres)	131
D/ Synthèse et discussion.....	135
1. De l'influence des barrages	135
2. Des gradients d'ajustement complexes.....	136
3. Perspectives	137

Chapitre 3 : Étude de la dynamique sédimentaire de la basse vallée de l'Ain (1980-2000).....139

Préambule méthodologique.....	143
1. Principes généraux pour l'étude de la dynamique sédimentaire.....	143
2. Détermination de secteurs homogènes.....	145
2.1. Objectif et principe	145
2.2. Variables retenues et méthode de sectorisation.....	145
2.3. Présentation des secteurs morphologiquement homogènes	146

Chapitre 3 - partie 1 : Approche morphologique du budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain.....149

A/ Définition et objectifs	151
---	------------

B/ Matériel et méthode	152
1. Choix de la méthode.....	152
2. Quantification des volumes liés à la mobilité latérale.....	154
2.1. Définition et mesure des surfaces liées à la mobilité latérale du chenal.....	154
2.2. Détermination de la hauteur du lit majeur érodé et des bancs de galets.....	156
2.3. Conversion des données surfaciques en volumes.....	157
3. Détermination des volumes relatifs à la mobilité verticale de la bande active.....	159
3.1. Incision et exhaussement dans la bande active.....	159
3.2. Volumes liés aux différences d'altitude entre surfaces érodées et surfaces déposées.....	159
4. Détermination du pourcentage de matrice et de la porosité.....	160
5. Évaluation des marges d'erreur relatives à chaque jeu de données.....	161
5.1. Source d'erreur relative à la quantification des volumes liés à la mobilité latérale.....	162
5.2. Source d'erreur relative à la quantification des volumes liés à la mobilité verticale.....	162
5.3. Estimation de la marge d'erreur globale.....	163
6. Apports sédimentaires depuis les affluents.....	163
C/ Budget sédimentaire de la basse vallée de l'Ain	164
1. Localisation et source des entrées sédimentaires.....	164
2. Bilan sédimentaire.....	166
2.1. A l'échelle de la basse vallée.....	166
2.2. A l'échelle des secteurs morphologiquement homogènes.....	167
D/ Synthèse-Discussion	170
1. Pérennité des sources sédimentaires et mobilité du lit.....	170
2. Dynamique sédimentaire actuelle et évolution probable.....	171
3. Budget sédimentaire et rivières à méandres.....	173
4. Conclusion.....	174
Chapitre 3 - partie 2 : Détermination du transport solide in situ	175
A/ Détermination des fréquences de mise en mouvement des sédiments	177
1. Méthode.....	177
2. Débits-seuils et fréquences de mise en mouvement.....	178
B/ Mesure du transport solide <i>in situ</i>	180
1. Matériel et méthode.....	180
1.1. Choix de la méthode.....	180
1.2. Description de la méthode de quantification à partir de chaînes d'érosion.....	180
1.3. Détermination des sections érodées et déposées.....	183
1.4. Détermination des distances de mobilité des particules.....	184
2. Transport solide sur les sites de Varambon et Gévrieux.....	191
2.1. Estimation des sections remaniées.....	191
2.2. Distance de mobilité des particules.....	194
2.3. Calcul des volumes de sédiments transportés.....	198
3. Discussion.....	199
Chapitre 3 - partie 3 : Estimation de la capacité de transport par tronçon morphologiquement homogène	203
A/ Détermination des capacités de transport : principe et méthode	205
1. Définitions et objectifs.....	205
2. Matériel et méthode.....	205
2.1. Principe général.....	205
2.2. Démarche méthodologique et outil.....	206
2.3. Sélection et présentation des formules de transport solide.....	207
3. Sélection des données utilisées dans le cadre de l'application des équations de transport solide.....	210
3.1. Géométrie des sections.....	211
3.2. Caractéristiques sédimentaires des sections.....	212
3.3. Paramètres de rugosité des sections.....	213
3.4. Données hydrologiques.....	215
4. Variabilité liée à la mesure des paramètres.....	216

4.1. Géométrie des sections	216
4.2. Granulométrie des sections	216
4.3. Rugosité des sections.....	217
5. Sensibilité des capacités de transport à la variabilité des paramètres.....	217
B/ Capacité de transport de l'Ain par secteur homogène.....	218
1. Validation des équations de transport solide.....	218
2. Capacités de transport déterminées par les équations d'Einstein et Schoklitsch.....	219
3. Prise en compte des débits-seuils de mise en mouvement observés	220
4. Variabilité interannuelle des capacités de transport.....	222
C/ Discussions et conclusion	223
1. Validations et limitations méthodologiques	223
2. Complémentarité des approches par budget sédimentaire et par capacité de transport	225
3. Evaluation du déficit sédimentaire de la basse vallée de l'Ain.....	226

Chapitre 4 : Gestion de la charge de fond à l'aval d'un barrage : principes généraux et application à la basse vallée de l'Ain 227

Préambule	231
1. Contexte local	231
2. Les différents concepts de restauration	231

Chapitre 4 - partie 1 : Actions envisageables pour la gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon à l'aval d'un barrage 235

A/ Introduction	237
B/ Rétablir les connexions amont-aval	239
1. Effacement de barrage : la panacée ?	239
2. Assurer artificiellement le transfert des sédiments vers l'aval.....	242
C/ Assurer la reprise des matériaux stockés au sein des lits mineur et majeur par des actions de revitalisation	244
1. Suppression de la végétation colonisant la bande active	244
2. Préservation de l'espace de mobilité.....	244
3. Redynamisation artificielle des érosions de berges	245
D/ Interventions à échelle locale : introduction artificielle de charge grossière	247
1. Description des techniques d'introduction.....	247
2. Origine des sédiments réintroduits.....	248
3. Exemples d'introduction artificielle de charge grossière	249

Chapitre 4 - partie 2 : Gestion de la charge de fond dans la basse vallée de l'Ain 253

A/ Introduction	255
B/ Sélection et présentation des actions	256
1. Choix des actions	256
2. Modalités pour la réactivation artificielle des érosions de berge.....	257
2.1. Utilisation de déflecteurs dans la bande active.....	257
2.2. Décaissement des volumes stockés en berge.....	257
3. Utilisation des sédiments issus du programme de réhabilitation des bras morts de l'Ain....	258
C/ Sélection des sites d'action prioritaires et évaluation de la faisabilité du projet.....	259
1. Évaluation des stocks sédimentaires disponibles en lit majeur	259

2. Estimation des coûts de traitement des sédiments.....	261
3. Évaluation des volumes de sédiments produits dans le cadre du projet de réhabilitation des bras morts.....	262
3.1. Choix des sites et méthode de quantification	262
3.2. Volumes de sédiments à extraire dans le cadre des travaux de réhabilitation des bras morts.....	264
4. Actions réalisées dans le cadre du programme LIFE Nature.....	266
D/ Conclusion	269
Conclusion générale.....	271
A/ Rappel des objectifs de la thèse	273
B/ La dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage.....	273
C/ L'approche géographique, un outil essentiel à la gestion durable des cours d'eau	276
D/ Apports méthodologiques pour l'étude de la dynamique sédimentaire d'une rivière à méandres	277
E/ Perspectives scientifiques.....	278
Références bibliographiques.....	281
Liste des figures	293
Liste des tableaux.....	297
Liste des photographies.....	299
Table des matières.....	301