



CEREGE – AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ
ÉCOLE DOCTORALE ESPACES, CULTURES, SOCIÉTÉS



THÈSE

présentée en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR D'AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ
Spécialité : Géographie

par

Margot CHAPUIS

Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance

soutenue publiquement le 29 mai 2012
devant le jury composé de :

M.	BELLEUDY Philippe	Université de Grenoble	<i>Rapporteur</i>
M.	COUVERT Bernard	SOGREAH	<i>Encadrant</i>
M.	DODDOLI Christian	SMAVD	<i>Invité</i>
M.	DUFOUR Simon	Université Rennes 2	<i>Encadrant</i>
M ^{me}	PROVANSAL Mireille	Aix-Marseille Université	<i>Directrice de thèse</i>
M.	ROY André	University of Waterloo, Canada	<i>Rapporteur</i>
M ^{me}	TAL Michal	Aix-Marseille Université	<i>Examinatrice</i>

CEREGE
CNRS UMR 7330
13 545 Aix-en-Provence

SOGREAH
GROUPE ARTELIA
13 016 Marseille



Remerciements

Les remerciements. Ah ! Les remerciements. Diable, il serait presque plus facile d'écrire des « non-remerciements », ce serait plus rapide, à défaut d'être courtois ! Mais il me semble nécessaire de rappeler qu'une thèse ne se résume pas à son expression écrite. Trois ans et demi (important, le demi !), c'est long. Enfin non, mais c'est rempli. Rempli de rencontres, rempli d'anecdotes. Les remerciements, l'occasion d'un bref regard en arrière sur cette étape qu'est la thèse. L'occasion d'une épitaphe, tout aussi brève, pour rappeler que cette aventure humaine se termine, mais qu'elle a été riche. Et surtout, qu'elle est le début de la suite ! Allons-y donc ! Chaussons nos godillots et dévalons la montagne. . .

Première halte : ceux qui ont été à la base de ce projet et qui m'ont « embarquée » en cours de route. Merci donc à Simon Dufour, Bernard Couvert, Mireille Provansal et Christian Doddoli pour m'avoir donné l'occasion de travailler sur ce sujet. Un grand merci en particulier à mes trois encadrants, pour m'avoir accompagnée jusqu'au bout !

Deuxième halte : un grand merci à Philippe Belleudy, Christian Doddoli, André Roy et Michal Tal qui ont accepté de participer à mon jury de thèse, et en particulier à mes deux rapporteurs pour avoir accepté d'évaluer ce manuscrit.

Troisième halte : un grand merci à mes divers relecteurs remplis d'abnégation. . . En particulier, je tiens à remercier Philippe Lefort et Myriam Vaucoret pour leur implication dans l'ensemble de ce projet.

Quatrième halte : les souvenirs de terrain. Ces jours passés à compter et porter des cailloux (grâce à vous, plus de 10 000 quand même !), sous le soleil ravageur du mois d'août, les mains dans l'eau glacée de février par grand mistral, ou, juste bien, dans la fraîcheur du petit matin estival. . . Un grand merci donc à toutes mes « petites mains » souvent grandes !

Cinquième halte : un petit détour par la logistique et la mise à disposition de données. . . Merci donc au SMAVD, à Sogreah, au CEREGE et la Région PACA pour leur soutien financier. Merci à EDF, en particulier pour leur implication dans mes comités de pilotage, à Durance Granulats et Eurovia pour leur disponibilité. Merci aux équipes de Sogreah Marseille et Grenoble pour votre participation au développement du modèle TELEMAT 3D. Merci à toute l'équipe du SMAVD pour votre soutien et votre disponibilité, à l'équipe du CEREGE et au laboratoire de sédimentologie, et enfin à Bast pour ton assistance sous L^AT_EX !

Sixième et dernière halte : vous vous reconnaissez. . . À vous qui m'avez supportée pendant ces 1 305 jours ! Nous voilà en bas. Merci, donc. Vraiment.

Préambule

L'élaboration du Contrat de Rivière du Val de Durance est l'aboutissement d'une démarche de gestion du système fluvial initiée dès 1976 [Couvert et al., 2008c]. Il a été l'occasion de synthétiser les connaissances relatives au fonctionnement du système durancien, et de mettre en évidence les questions, opérationnelles ou plus « scientifiques », qui restaient encore en suspens, notamment dans le domaine du fonctionnement hydro-sédimentaire de la Durance. Les gestionnaires à l'origine de ces questionnements sont représentés en particulier par le Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance (SMAVD, reconnu en tant qu'Établissement Public Territorial de Bassin) et le bureau d'études Sogreah (groupe Artelia), ce dernier étant depuis de nombreuses années impliqué dans la gestion de la Durance. Il a notamment réalisé de nombreuses analyses fondamentales visant à une meilleure compréhension du système durancien [Sogreah, 1993, Sogreah et al., 2001], et a participé à l'élaboration du Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert et al., 2008c]. C'est dans ce contexte qu'est né l'intérêt d'une étude qui se concentre sur ces questions, fondamentales, de la mobilité des particules, abordées dans une optique de gestion du système fluvial durancien. Un projet de thèse, basé sur la collecte de données de terrain, pouvait répondre à cette double approche fondamentale-gestion en utilisant les outils des géomorphologues et des hydrauliciens, avec l'objectif de croiser les approches géographique et hydraulique. Un encadrement mixte, issu des mondes universitaire et de l'ingénierie, a permis de s'assurer de l'effectivité de cette double approche. De fortes interactions entre les gestionnaires : Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance (dont l'appui technique et financier nous a donné une vision nette des enjeux locaux), bureaux d'études (Sogreah – qui cofinance ce projet, MRE), EDF (gestion des barrages), ONEMA, les acteurs locaux (carriers) et les organismes de recherche impliqués (CNRS, Irstea-Cemagref...), ont également assuré une prise de conscience des différentes approches et permis de réaliser un travail scientifique à vocation « appliquée ». L'implication du SMAVD et de Sogreah, aussi bien technique que financière, a été décisive pour mener à bien ce projet.

Sommaire

1	Introduction	1
1.1	Contexte scientifique	3
1.2	Contexte géographique	20
1.3	Problématique	38
2	Étude des modalités de la mobilité des particules	49
2.1	Introduction	52
2.2	Seuil de mise en mouvement des particules	53
2.3	Mobilité des particules à l'échelle de la forme	82
2.4	Mobilité des particules à l'échelle du réseau	115
2.5	Conclusion	135
3	Étude de la mobilité des macroformes sédimentaires	143
3.1	Introduction	146
3.2	Variabilité spatiale de la mobilité latérale à large échelle	149
3.3	Facteurs de contrôle et mobilité des formes – échelle du tronçon	167
3.4	Mobilité des formes, recharge et flux sédimentaires	183
3.5	Conclusion	201
4	Conclusion	203
4.1	Mobilité sédimentaire et emboîtement des échelles spatiales et temporelles . .	205
4.2	Facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire	205
4.3	Rythmes de la mobilité sédimentaire	208
4.4	Synthèse des implications en termes de gestion	211
	Annexes	213
	Bibliographie	223

Chapitre 1

Introduction

Cette thèse porte sur la mobilité des particules sédimentaires grossières, et des formes fluviales associées, dans les rivières à charge grossière fortement anthropisées. Nous définissons ici les différents cadres – scientifique, opérationnel, géographique – dans lesquels s’inscrit ce travail. Nous appuyons notre étude sur le cas de la Durance, une rivière divagante à charge graveleuse dont la vallée est largement aménagée. Ce système fluvial présente de forts enjeux opérationnels, notamment en termes de gestion des flux sédimentaires et du risque inondation, qui nécessitent d’approfondir notre compréhension de certains processus de la mobilité des matériaux grossiers en rivière.

Sommaire du chapitre 1

1.1	Contexte scientifique	3
1.1.1	Approche hydromorphologique des cours d'eau	3
1.1.2	Variabilité spatiale de la structure et du fonctionnement morphologique	4
1.1.2.1	Évolution morphologique amont-aval des systèmes fluviaux	5
1.1.2.2	Conditions hydro-sédimentaires et styles fluviaux	7
1.1.3	Variabilité temporelle des flux	9
1.1.4	Impacts des interventions humaines sur les lits à charge grossière	13
1.1.4.1	Conséquences de la construction de barrages	14
1.1.4.2	Conséquences des travaux de chenalisation	14
1.1.4.3	Conséquences des extractions de matériaux	15
1.2	Contexte géographique	20
1.2.1	Réseau hydrographique et formation des flux liquides	20
1.2.1.1	Généralités sur le système fluvial durancien	20
1.2.1.2	Sectorisation fonctionnelle du système fluvial durancien	21
1.2.1.3	Régime hydrologique	22
1.2.2	Formations superficielles et formation des flux solides	24
1.2.2.1	Formations superficielles et mobilisation des matériaux	24
1.2.2.2	Évolutions des flux solides fins et grossiers	27
1.2.3	Aménagements de la vallée et choix du tronçon d'étude	32
1.2.3.1	Une vallée historiquement fortement anthropisée	32
1.2.3.2	Flux sédimentaires grossiers et choix du tronçon d'étude	36
1.2.4	Conclusion sur le contexte géographique durancien	37
1.3	Problématique	38
1.3.1	Généralités	38
1.3.2	Questions opérationnelles	40
1.3.2.1	État des connaissances actuelles	40
1.3.2.2	Stratégies de gestion et questions opérationnelles	42
1.3.3	Questions scientifiques	44
1.3.4	Organisation générale du manuscrit	47

1.1 Contexte scientifique

1.1.1 Approche hydromorphologique des cours d'eau

L'**hydromorphologie fluviale** est définie comme l'étude des processus physiques régissant le fonctionnement des cours d'eau, et des formes qui en résultent [Malavoi et Bravard, 2010]. L'étude des processus correspond à la dynamique fluviale ou géodynamique fluviale ; l'étude des formes à proprement parler relève de la morphologie fluviale. L'hydromorphologie fluviale est un champ disciplinaire qui se construit à l'interface de nombreuses disciplines : la géographie physique, dont la géomorphologie est une branche, la géologie, la sédimentologie, l'hydraulique, l'hydrologie [Malavoi et Bravard, 2010].

Depuis les années 1960–70, l'approche hydromorphologique repose sur de solides bases systémiques et s'articule principalement dans deux concepts fondamentaux, le système fluvial et l'hydrosystème.

Du point de vue géomorphologique, le **système fluvial** désigne une unité fonctionnelle regroupant différents éléments morphologiques (versants, chenaux), connectés par des processus qui consistent à transporter l'eau et les sédiments à travers le système. Le concept de système fluvial ainsi défini par Schumm [Schumm, 1977] propose de découper le bassin versant en trois zones dans lesquelles coexistent les processus d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments : la zone de production (érosion > accumulation), la zone de transport (érosion = accumulation) et la zone de dépôt (érosion < accumulation) [Liébault, 2004] (cf. fig.1.1).

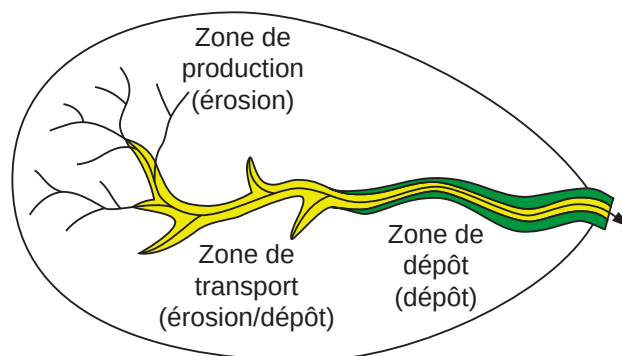


Figure 1.1 : Schématisation d'un bassin versant et des trois zones fonctionnelles définies par [Schumm, 1977]. Pour chaque zone le processus dominant est précisé (modifié d'après [Church, 2002]).

L'**hydrosystème fluvial** constitue un sous-système du système fluvial. Le cours d'eau est considéré comme un système complexe à quatre dimensions [Amoros et Petts, 1993]. La dimension longitudinale (correspondant aux différents gradients amont–aval) est structurée par la géomorphologie globale de chaque zone. Le couplage entre le chenal, la nappe d'accompagnement et la plaine, et éventuellement les versants, structure les dimensions transversale et verticale, tandis que la variabilité hydrologique structure le système fluvial dans sa dimension temporelle [Molnar, 2011].

Le système fluvial est donc une formalisation des interrelations entre le bassin versant et son cours d'eau, et entre les différents tronçons d'un cours d'eau, tandis que l'hydrosystème fluvial est plus centré sur les échanges de matière et d'énergie entre le cours d'eau et sa plaine alluviale [Rollet, 2007]. L'hydrosystème représente ainsi l'unité spatiale du réseau hydrographique, généralement adoptée dans l'optique de définir des propositions de gestion [Touchart, 2005].

L'hydromorphologie fluviale est une approche intégrée qui repose sur l'analyse :

1. de la forme des cours d'eau (et de la variabilité spatiale de cette forme) ;
2. des processus qui régissent cette morphologie ;
3. de l'évolution de ces formes dans le temps ;
4. des applications de ces éléments pour la gestion des territoires.

1.1.2 Variabilité spatiale de la structure et du fonctionnement morphologique des cours d'eau

Les concepts de système fluvial et d'hydrosystème reposent sur une vision hiérarchisée des cours d'eau, distinguant plusieurs compartiments emboîtés, physiques ou biotiques, qui interagissent à différentes échelles de temps et d'espace. Par exemple le système fluvial peut être divisé en cinq niveaux hiérarchiques [Frissell *et al.*, 1986] (cf. fig.1.2). Cette classification a initialement pour vocation de décrire les habitats aquatiques, mais elle peut également être utilisée pour décrire les différentes structures géomorphologiques et leurs évolutions : le réseau hydrographique (*stream system*), le segment (*segment system*), le tronçon (*reach system*), la macroforme (*"pool/riffle" system*) et la microforme (*microhabitat system*).

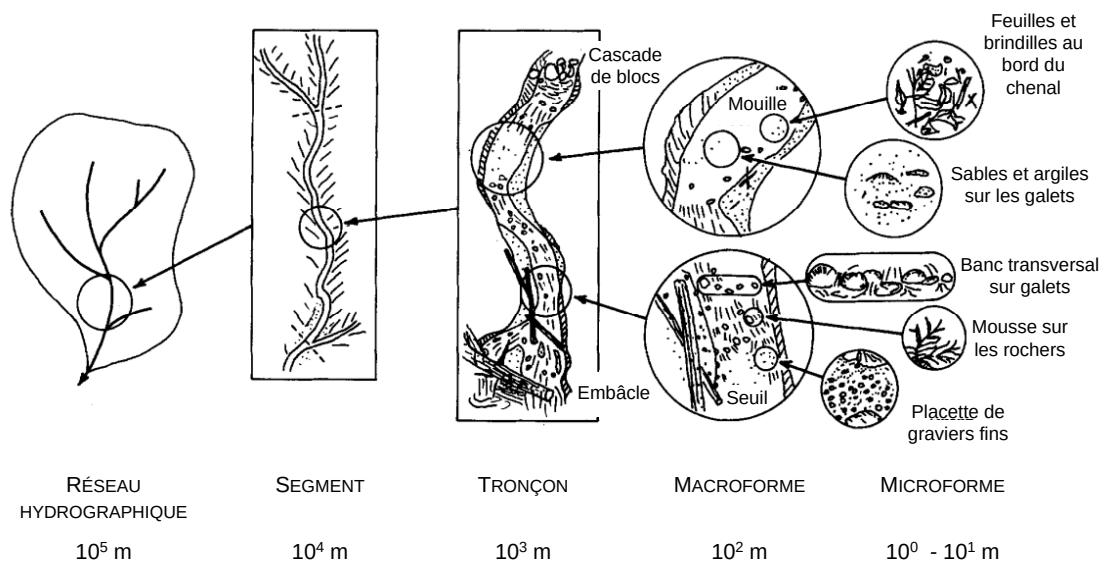


Figure 1.2 : Sectorisation du système fluvial et échelles spatiales correspondantes sur le système fluvial durancien (adapté d'après [Frissell *et al.*, 1986]).

Par exemple en termes de transferts sédimentaires dans le système fluvial, ces structures peuvent être appréhendées selon une logique d'emboîtement des échelles spatiales :

- de tronçon à tronçon, *i.e.* les apports nets positifs entre tronçons excédentaires et tronçons déficitaires [Liébault, 2003] ;
- de forme à forme, *i.e.* le transfert de sédiments des zones locales d'érosion (berges...) aux zones locales de dépôt (bancs de convexité...) [Pyrce et Ashmore, 2003] ;
- de proche en proche, *i.e.* le déplacement individuel des particules dans la direction principale de l'écoulement.

Au cours de cette étude, nous aborderons les processus de la mobilité des sédiments grossiers en rivière aux différentes échelles spatiales identifiées ci-avant.

1.1.2.1 Évolution morphologique amont–aval des systèmes fluviaux

Dans les rivières à **charge graveleuse**, définies comme les rivières dont le diamètre médian des particules (D_{50}) est compris entre 2 et 64 mm [Bunte et Abt, 2001], c'est la charge de fond qui façonne les **formes fluviales**. La **charge grossière** (ou charge de fond) correspond à l'ensemble des particules sédimentaires transportées par le cours d'eau en restant au contact du fond [Bravard et Petit, 1997, Knighton, 1998], c'est-à-dire transportées par charriage, roulement ou saltation, sur une épaisseur de seulement quelques grains. La littérature considère qu'en général la charge de fond correspond aux particules de diamètre supérieur à 0,062 mm [Knighton, 1998], *i.e.* à partir des sables d'après la classification de Wentworth [Wentworth, 1922]. Suivant les systèmes étudiés, certains auteurs proposent d'autres limites pour définir les matériaux grossiers : 2 mm [Lefort, 1991], voire 8 mm [Bunte et Abt, 2001].

Les formes fluviales désignent des structures sédimentaires de tailles variées, de la microforme (assemblage de quelques particules sédimentaires, cf. fig.1.2) à la **macroforme sédimentaire** [Hendrick *et al.*, 2010], de « volume sédimentaire important, mise[...] en place par le charriage des particules lors des crues, qui migre plus ou moins rapidement vers l'aval » [Malavoi et Bravard, 2010] (cf. fig.1.2). Bravard et Petit [Bravard et Petit, 1997] parlent de mésoformes pour qualifier ces structures sédimentaires. Parmi les macroformes fluviales présentes dans les systèmes à charge grossière, nous considérerons ici d'une part les nappes de charriage et les bancs, qui correspondent aux formes de dépôt de la charge grossière [Rice *et al.*, 2009] et d'autre part les berges, qui sont des macroformes érodées par le système fluvial.

La morphologie d'une rivière est classiquement caractérisée par un certain nombre de paramètres physiques (largeur, profondeur, pente locale...), qui répondent à des facteurs de contrôle à la fois locaux (pente du fond de vallée, granulométrie des sédiments, présence de ripisylve) et globaux (débit solide, débit liquide) [Leopold *et al.*, 1964, Thorne, 1997, Bravard et Petit, 1997]. À l'échelle du réseau hydrographique, le système fluvial connaît une évolution longitudinale de ces caractéristiques physiques (cf. fig.1.3) [Montgomery et Buffington, 1997, Degoutte, 2006]. Historiquement, c'est l'organisation longitudinale du cours d'eau qui a permis de classer les systèmes fluviaux, puis d'établir le lien entre morphologie et processus [Leopold *et al.*, 1964, Amoros et Petts, 1993, Rosgen, 1994]. Schématiquement, dans un système fluvial, certains paramètres diminuent de l'amont vers l'aval (pente, taille des

sédiments) tandis que d'autres augmentent (le débit ou la largeur) [Rosgen, 1994, Degoutte, 2006].

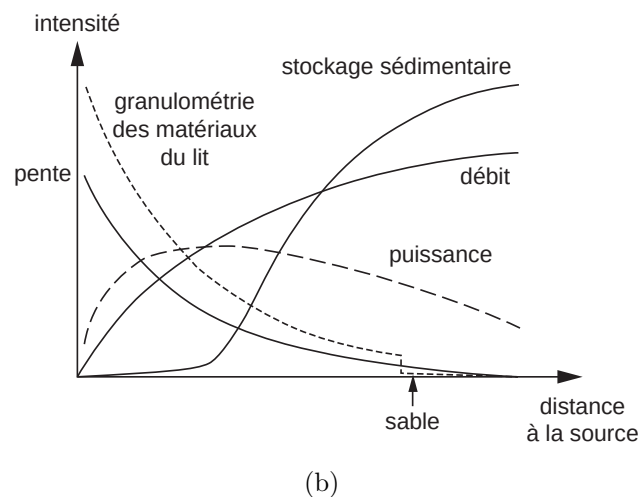
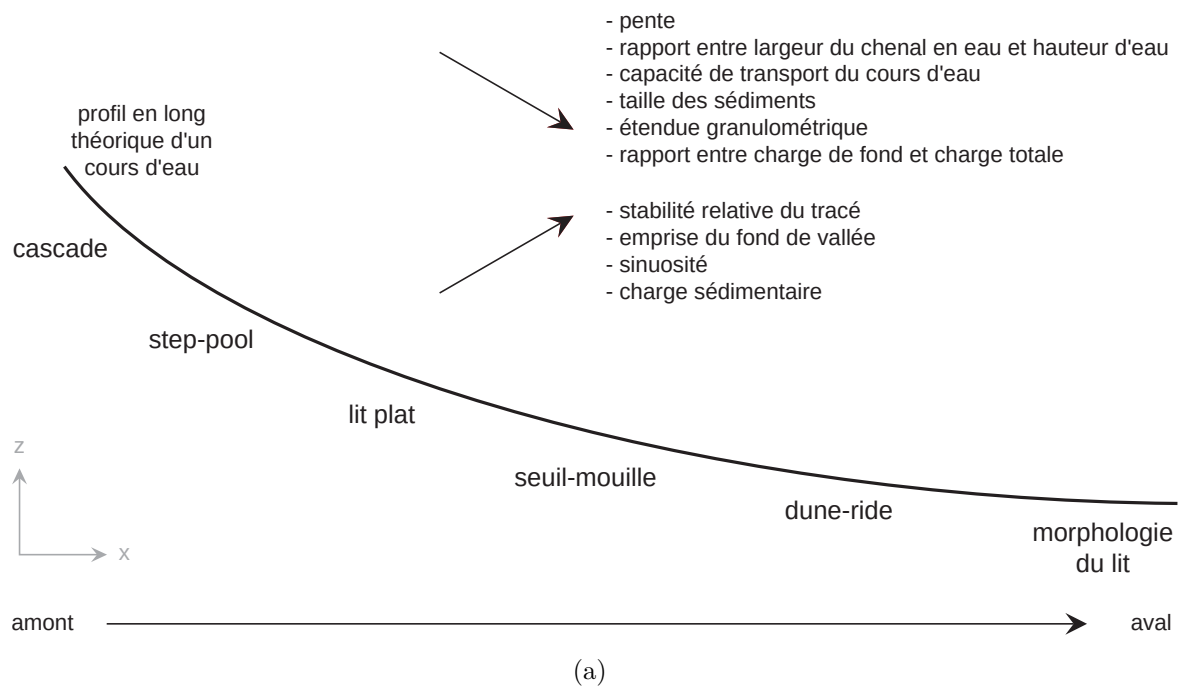


Figure 1.3 : (a) Évolution longitudinale des caractéristiques physiques du cours d'eau. (b) Évolution des paramètres relatifs au transport sédimentaire en fonction de la distance à la source (adapté d'après [Church, 2002]).

La diminution longitudinale de la pente induit une diminution d'amont en aval de la capacité de transport de la rivière (cf. fig.1.4 et parag.1.1.2.2), tandis que l'augmentation longitudinale de la surface drainée correspond à une augmentation de la quantité de matériaux disponibles (*i.e.* de la fourniture sédimentaire). Les transferts sédimentaires réels, résultant d'un équilibre entre capacité de transport et disponibilité en matériaux, façonnent le lit de la rivière : l'évolution longitudinale de certaines caractéristiques physiques du cours d'eau entraîne donc une structuration longitudinale de la morphologie du lit [Rosgen, 1994, Montgomery et Buffington, 1997] (cf. fig.1.3). Mais cette vision continue du système fluviale doit être nuancée par le fait que, souvent, le système fluvial présente plutôt une succession de tronçons homogènes, séparés entre eux, *a minima*, par des discontinuités en termes de four-

niture sédimentaire et de débit liquide (aux confluences par exemple [Schumm, 2005, Rice *et al.*, 2008a]) : il peut donc aussi être appréhendé comme un système discontinu du point de vue des transferts sédimentaires.

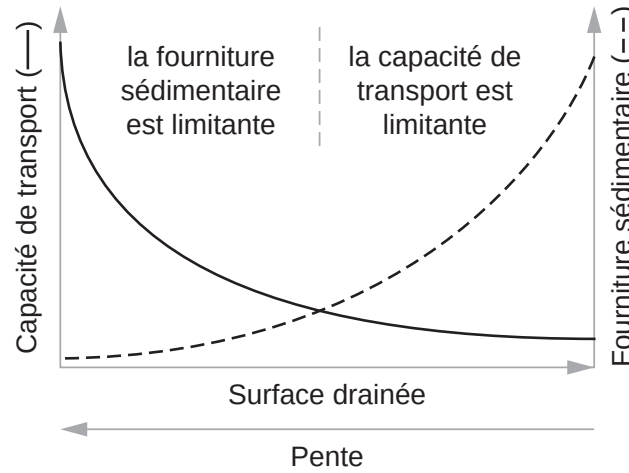


Figure 1.4 : Parts respectives de la capacité de transport et de la fourniture sédimentaire sur les transferts sédimentaires dans une rivière à charge grossière en fonction du profil en long (modifié d'après [Montgomery et Buffington, 1997]).

1.1.2.2 Conditions hydro-sédimentaires et styles fluviaux

À l'échelle du tronçon, la structure et le fonctionnement morphologiques du cours d'eau (mobilité sédimentaire, style fluvial) sont fortement influencés par les conditions de puissance locale de l'écoulement.

Puissance du cours d'eau, capacité de transport et transport effectif

À l'échelle d'un tronçon, pour une pente donnée, le débit conditionne la puissance du cours d'eau : la puissance brute de l'écoulement Ω est en effet le produit de la pente de la ligne d'énergie I , du débit liquide Q et du poids spécifique de l'eau $\gamma_s = 9\,807\text{ N/m}^3$ [Bagnold, 1966]. La puissance spécifique ω (permettant de comparer des systèmes de tailles et de caractéristiques sédimentologiques différentes [Nanson et Croke, 1992]), est alors définie comme le rapport entre puissance brute Ω et largeur du lit w (cf. éq.1.1, [Bull, 1979, Haschenburger et Church, 1998, Larsen *et al.*, 2006, Lamarre et Roy, 2008b]) :

$$\omega = \frac{\Omega}{w} = \frac{\gamma_s Q I}{w} \quad (1.1)$$

Cette puissance quantifie l'énergie de l'eau qui transite dans le système fluvial et qui est dissipée sous différentes formes, en particulier *via* le transport des matériaux du fond du lit. Il en résulte que pour un certain couple pente-débit, l'écoulement possède une certaine **capacité de transport**, théorique, des sédiments. Suivant la disponibilité du lit en matériaux (au fond, par incision du « matelas » alluvial ou sur les bords par érosion des berges) et par ces processus d'érosion et de dépôt, le système fluvial mobilise une certaine quantité de matériaux : c'est le **transport effectif**. Il acquiert ainsi une certaine morphologie. Le

débit liquide est alors qualifié de « morphogène » lorsqu'il est capable de remodeler le lit du cours d'eau. Nous accorderons donc un sens différent à ce terme par rapport à la définition proposée par Degoutte [Degoutte, 2006], qui suggère que le débit dominant est synonyme de débit morphogène et le définit comme « le débit pour lequel la charge transportée est maximale ».

Nous considérons ainsi différents niveaux de mobilité des matériaux sédimentaires grossiers en rivière, associés à différentes échelles d'étude :

- le **débit de début d'entraînement** ou débit-seuil de mise en mouvement (que nous noterons Q_c), qui correspond à la mise en mouvement de la particule ;
- le **débit morphogène**, qui correspond à la mobilité de la forme ;
- le **débit dominant** est le débit le plus efficace pour transporter des matériaux car il est le produit de la fréquence d'occurrence du débit et de sa capacité de transport : il intègre donc la notion d'impact morphologique [Bravard et Petit, 1997]. Ce débit est souvent associé au débit de plein bord, mais sans correspondance systématique, car ce dernier est difficile à définir au vu de la variabilité des systèmes fluviaux.

Puissance fluviale et styles fluviaux

Localement, les volumes sédimentaires transportés par le système fluvial, la disponibilité et la granulométrie des matériaux, la variabilité des débits liquides et de la pente des cours d'eau déterminent différents **styles fluviaux** (cf. fig.1.5) [Tricart, 1977, Schumm, 1981, Bravard et Petit, 1997, Knighton, 1998].

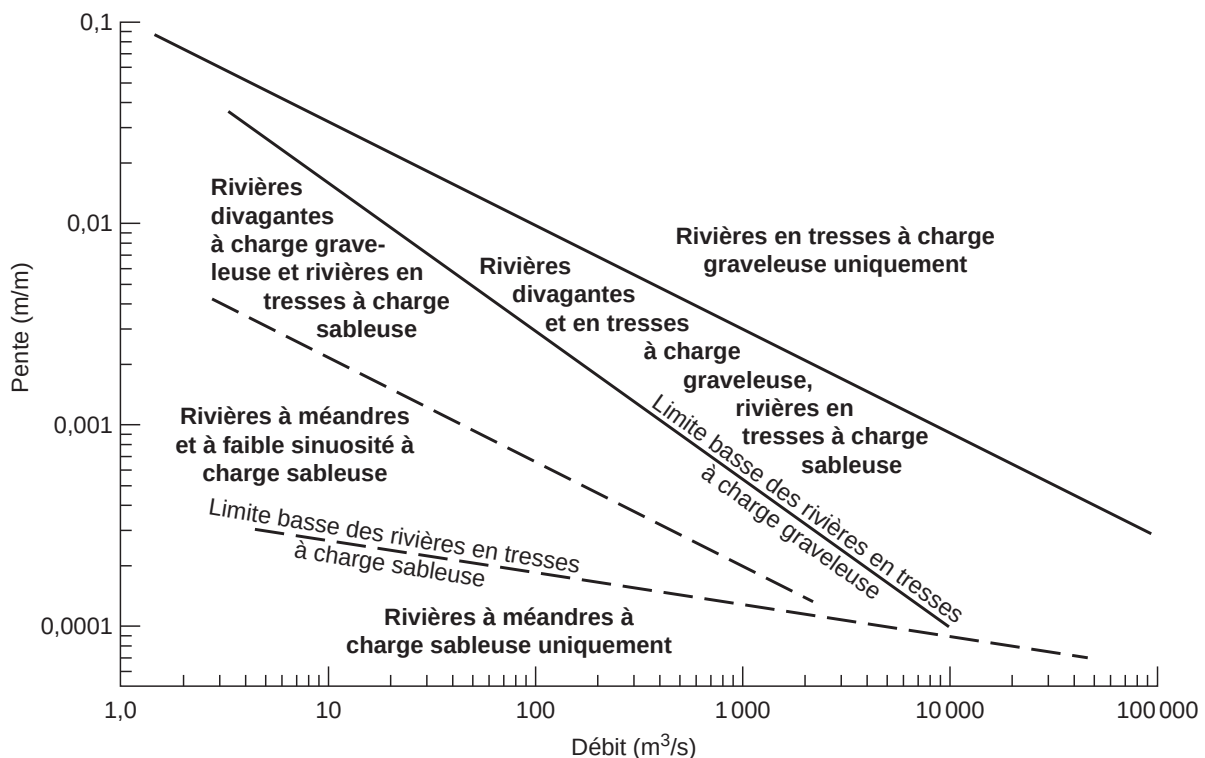


Figure 1.5 : Évolution des styles fluviaux en fonction de la pente et du débit. Le débit considéré est le débit morphogène. Les positions variables des transitions gravier-sable montrent l'influence de la granulométrie sur le style fluvial (adapté d'après [Church, 2002]).

Les classifications existantes sont généralement basées sur le nombre et la forme des chenaux (cf. fig.1.6). Nous retiendrons les tendances suivantes en ce qui concerne les rivières à charge graveleuse :

- la multiplicité des chenaux augmente proportionnellement à la pente et au débit (*i.e.* à la puissance de l'écoulement, cf. parag.1.1.2.2) ;
- un excédent de charge entraîne une multiplicité des chenaux dans un thalweg large, dont la forme la plus aboutie est le tressage ;
- un déficit de charge induit une concentration des écoulements, d'où un chenal unique, dans un thalweg méandriforme.

La capacité de transport théorique de matériaux par le système fluvial est égale à la quantité de matériaux réellement transportés sous réserve que les matériaux constituant le fond du lit ou les berges puissent être effectivement repris par l'écoulement : la disponibilité des matériaux peut donc être un facteur limitant pour le transport solide. Cette disponibilité est fonction de la nature des matériaux (lithologie, granulométrie) et de leur agencement spatial (imbrication des particules, cohésion des matériaux). Toutes choses égales par ailleurs, un tronçon avec apports sédimentaires réduits va présenter un chenal plutôt méandriforme. Lorsque les sources sédimentaires grossières sont importantes, le système fluvial peine à évacuer la charge correspondante : le lit, très large, présente de multiples chenaux très mobiles s'écoulant entre des bancs généralement peu végétalisés : il est tressé. Il existe une multitude d'états intermédiaires, parmi lesquels les chenaux divagants [Degoutte, 2006], parfois appelés vagabonds [Malavoi et Bravard, 2010], qui sont généralement perçus comme une forme intermédiaire (éventuellement transitoire) entre le tressage et le méandrage [Church, 1983, Ferguson et Werritty, 1983, Bravard et Petit, 1997, Knighton, 1998, Burge, 2005, Rice *et al.*, 2009, Malavoi et Bravard, 2010]. Les cours d'eau divagants sont des systèmes à bras multiples, qui s'écoulent autour d'îles stables, végétalisées, où les berges sont relativement cohésives. Le style divagant présente en outre un indice de sinuosité en général inférieur à celui des rivières à méandres libres, mais sa division en chenaux multiples est moins intense et moins continue que pour les rivières en tresses ; il combine donc à la fois certaines caractéristiques du méandrage et du tressage [Rice *et al.*, 2009].

1.1.3 Variabilité temporelle des flux et ajustements morphologiques

Si les formes fluviales se répartissent dans l'espace en fonction de leur position au sein du réseau hydrographique (cf. parag.1.1.2), elles varient également dans le temps dans la mesure où la modification des facteurs de contrôle entraîne l'ajustement du chenal et résulte en un changement de l'organisation du système fluvial [Rosgen, 1994, Montgomery et Buffington, 1997]. Les dynamiques spatio-temporelles d'ajustement des formes fluviales diffèrent d'un système à l'autre. Les échelles de temps et d'espace à considérer sont également fonction de l'objet d'étude et des formes fluviales concernées (cf. fig.1.8).

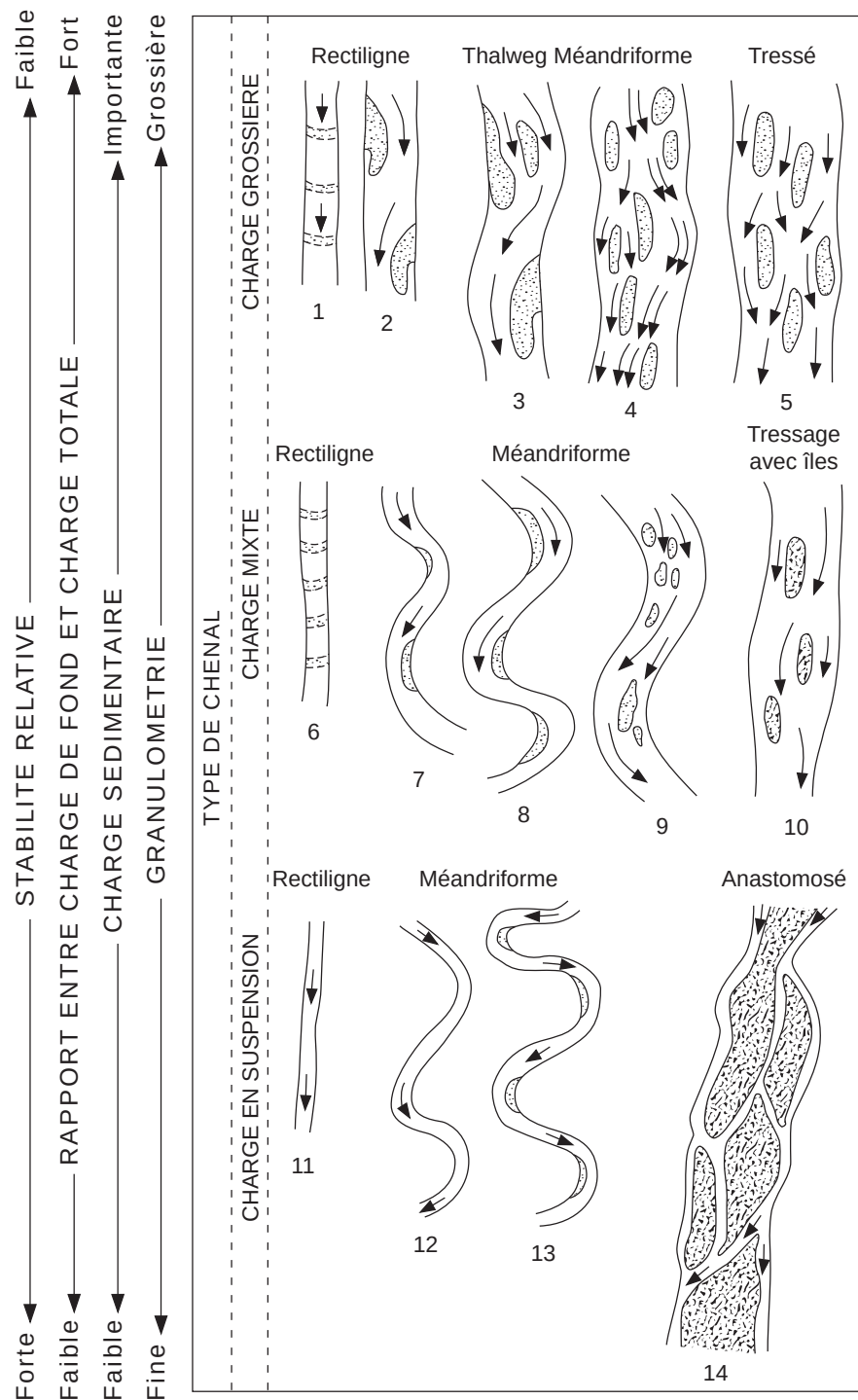


Figure 1.6 : Classification des styles fluviaux en fonction des caractéristiques de la charge sédimentaire du système (adapté d'après [Schumm, 1981] in [Knighton, 1998]).

Les flux liquide et solide évoluent dans le temps, notamment en raison des évolutions climatiques générales ou locales, ou des actions anthropiques [Walling, 1999, Owens et Walling, 2002, Descroix et Gautier, 2002] : variabilité saisonnière ou annuelle de l'hydrologie, variabilité de la production sédimentaire du fait, par exemple, de la modification du type de couvert végétal... En fonction de ces fluctuations, la rivière adapte un ou plusieurs de ses paramètres de réponse (la pente, la largeur, la profondeur ou la sinuosité du lit [Knighton, 1998, Malavoi et Bravard, 2010]). Le système fluvial est donc en état d'ajustement perpétuel : il se maintient autour d'états moyens successifs par l'ajustement de différents pa-

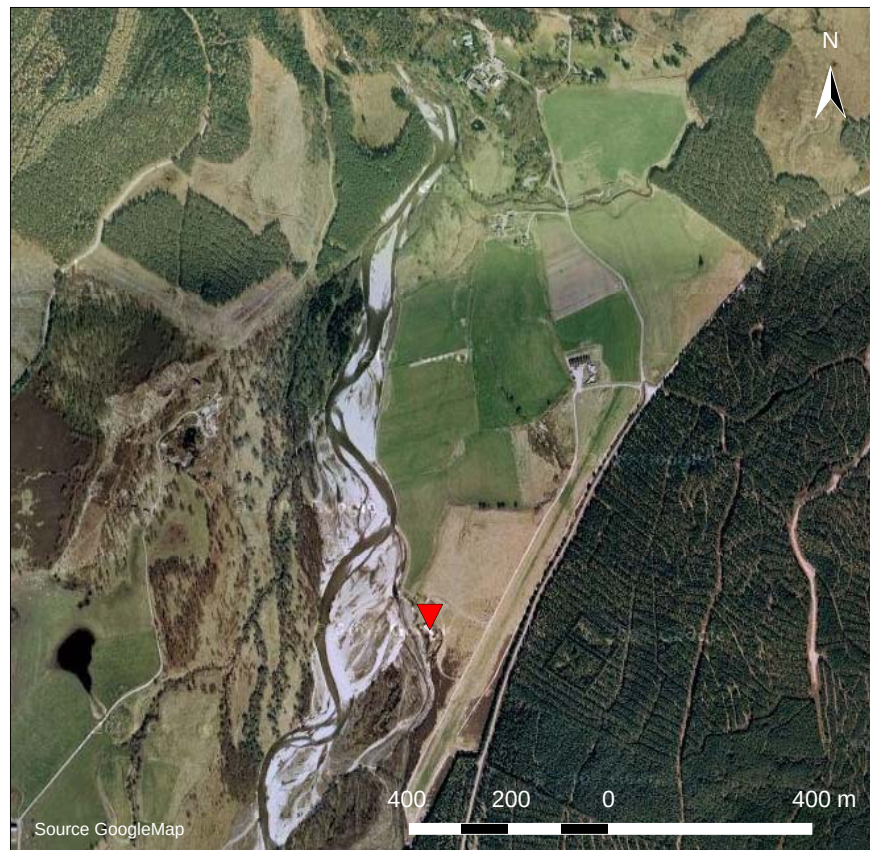


Figure 1.7 : Une rivière de style divagant : la Feshie (Écosse). Le triangle rouge est situé aux coordonnées 57,1 N – 3,89 W dans le système WGS 84.

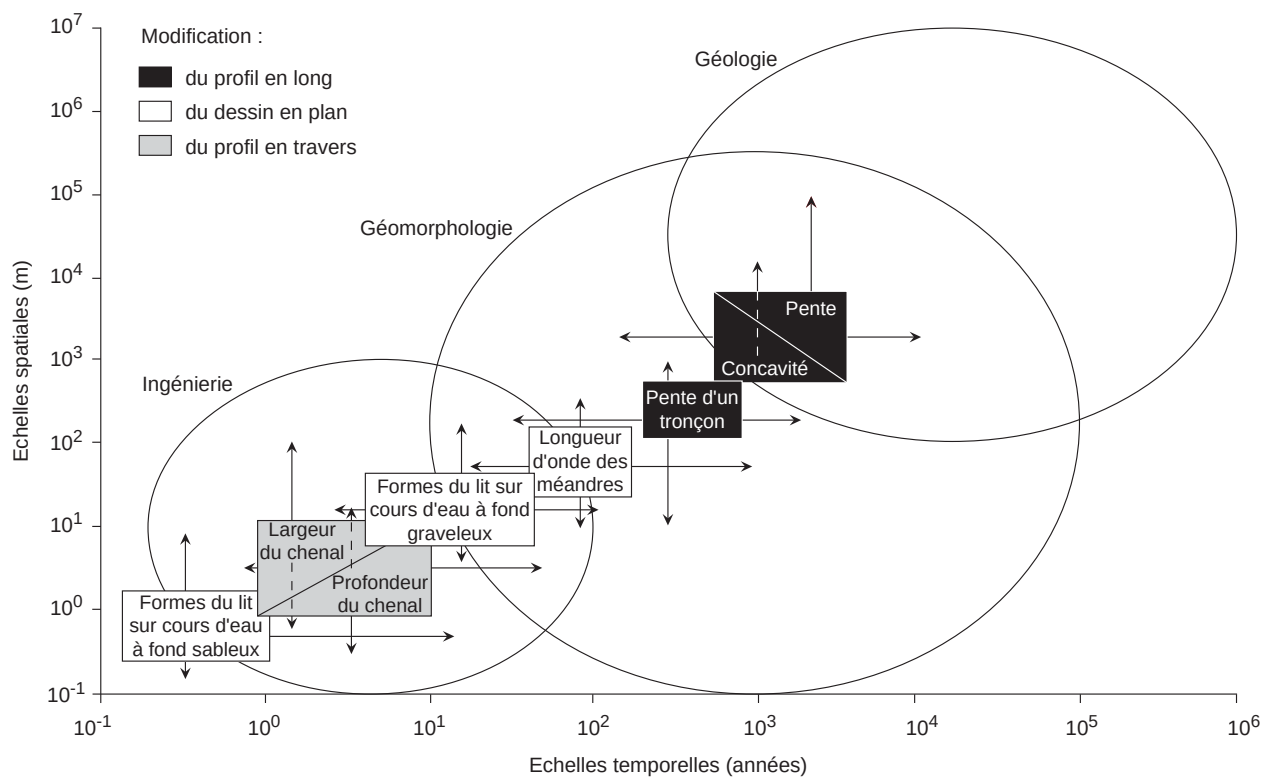


Figure 1.8 : Échelles spatiales et temporelles de l'ajustement des formes fluviales et domaines spatio-temporels d'étude en fonction de la discipline considérée (adapté d'après [Amoros et Petts, 1993, Knighton, 1998]).

ramètres (ou variables de réponse) dans le temps et l'espace *via* des processus d'érosion et de dépôt des matériaux constitutifs du fond du lit. Ces états moyens résultent d'un **équilibre dynamique** du système fluvial, défini par Lane [Lane, 1955] comme un équilibre entre flux liquides et solides : le flux liquide (qui s'écoule sur une pente donnée) possède une énergie qui lui permet de transporter (sous réserve de disponibilité des matériaux) une quantité déterminée de sédiments d'une certaine taille (cf. parag.1.1.2.2).

La variabilité des flux liquides et solides entrants se traduit par un ajustement du système fluvial qui peut être très prononcé selon le contexte morphologique concerné (cf. tab.1.1). Par exemple, suite à la mise en place du barrage de Serre-Ponçon en Durance, la réduction des débits a entraîné une diminution de la largeur du chenal en eau et une diminution du transport solide [Juramy et Monfort, 1986, Miramont *et al.*, 1998]. Cette contraction de la bande active s'est accompagnée d'une colonisation végétale des zones exondées de la bande active et d'une sédimentation accrue des berges : la consécutive réduction de la mobilité du lit a contribué à une fixation du lit qui modifie les conditions d'écoulement en crue et augmente les risques de débordements [Chapuis *et al.*, 2010].

Morphologie du chenal	Cascade	Step-pool	Lit plat	Seuil-mouille	Dune-ride
Largeur	0	0	p	+	+
Profondeur	0	p	+	+	+
Rugosité	p	p	p	+	+
Épaisseur de remaniement	0	p	+	+	+
Taille des sédiments	p	p	0	+	0
Pente	0	p	+	+	+
Volume de stockage	0	p	p	+	+

Table 1.1 : Potentiel de réponse du chenal à un changement modéré de la fourniture sédimentaire et du débit liquide. La réponse du système est étudiée à l'échelle du tronçon, pour des cours d'eau à charge alluviale (adapté d'après [Montgomery et Buffington, 1997]). + = probable, 0 = improbable, p = possible.

Certains auteurs considèrent que la pente « est le principal paramètre de réglage » utilisé par le cours d'eau pour ajuster sa capacité de transport solide aux apports effectifs. « Les autres caractéristiques géométriques du lit peuvent également jouer, mais leur rôle serait secondaire. Elles sont le plus souvent une résultante des conditions du transport solide plus qu'un paramètre explicatif, sauf lorsque la largeur du lit est artificiellement réduite » [Couvert *et al.*, 1999]. Dans cette approche, la géométrie du lit devient alors une **résultante** des apports sédimentaires plutôt qu'un paramètre de contrôle. On utilise ainsi des formules de transport solide – telle que celle de Lefort 1991 [Lefort, 1991] – basées sur un rapport constant entre largeur du lit et hauteur de l'écoulement.

Pendant longtemps, les ajustements morphologiques du système fluvial ont été vus uniquement comme une réponse à la variation des débits liquides et solides. Mais les interactions entre végétation et morphologie du chenal sont importantes [Corenblit *et al.*, 2007]. En effet, les travaux récents couplant les mesures de terrain, les modélisations en laboratoire et numé-

riques [Tal *et al.*, 2004, Hicks *et al.*, 2007] montrent clairement que la végétation de la plaine alluviale peut jouer un rôle primordial dans l'évolution du style fluvial, et transformer par exemple un lit en tresses en un chenal unique méandrique [Tal *et al.*, 2004, Tal et Paola, 2007, Tal et Paola, 2010].

1.1.4 Impacts des interventions humaines sur les lits à charge grossière

La morphologie d'un cours d'eau répond aux variations des débits liquides, solides, et de l'état de la végétation dans son lit (cf. parag.1.1.3). Toute intervention humaine qui modifie un de ces trois paramètres de contrôle, transforme en conséquence la morphologie d'un tronçon du système fluvial (cf. tab.1.2).

Nous pouvons distinguer différents types d'interventions humaines directes sur les cours d'eau : les actions d'entretien (élimination de la végétation rivulaire et au sein de la bande active), les terrassements (curages, recalibrages, coupure de méandres...), la construction d'ouvrages (seuils, épis, barrages, endiguements...) et les prélèvements d'eau (alimentation en eau potable, irrigation, hydro-électricité) et de matériaux (extractions de granulats) [Dinger et Fischesser, 1982, Gregory, 2006].

Landon [Landon, 2007] met également en évidence des facteurs indirects affectant les cours d'eau. Dans le cas de l'incision des lits fluviaux, la modification des paramètres de contrôle du système fluvial, que sont les débits liquides et solides, affecte significativement le fonctionnement hydro-sédimentaire des rivières. En effet la dérivation de la charge solide (matières en suspension ou MES, sédiments grossiers), la dérivation des eaux ou la modification de la forme de l'hydrogramme (diminution de la fréquence ou de l'intensité des crues par écrêtement) conduisent à des ajustements du système fluvial. Le changement d'usage des terres riveraines mais aussi de l'ensemble du bassin versant (pratiques agricoles, déforestation, urbanisation...) modifient également le fonctionnement hydro-sédimentaire des rivières [Landon, 2007, Wohl, 2006, Gregory, 2006].

Parmi les principales causes anthropiques de la modification du fonctionnement des rivières de montagne, certains auteurs soulignent le rôle prépondérant de la construction d'ouvrages ou de leur suppression (barrages, seuils, épis, enrochements), de la modification de la géométrie du chenal (travaux de terrassement tels que le recoupement de méandre, la chenalisation, le recalibrage...) et des extractions de matériaux [Wohl, 2006, Landon, 2007]. Cependant dans de nombreux cas, la multiplicité des facteurs de contrôle (naturels et anthropiques) rend difficile l'identification et la hiérarchisation des causes d'un ajustement observé [Wishart *et al.*, 2008].

En particulier concernant les rivières méditerranéennes, nous pouvons constater que, bien que leur aménagement ait commencé très tôt, les systèmes fluviaux méditerranéens ont subi de grandes perturbations depuis la seconde moitié du XX^e siècle, en raison du développement sans précédent des moyens d'intervention, et de l'amplification des demandes (granulats pour

la construction, énergie, conquête de terres agricoles, urbanisation). Ces aménagements ont profondément modifié l'équilibre morphologique des systèmes, dans des proportions plus importantes que celles des aménagements des siècles précédents [Chapuis et Collomb, rev]. Nous pouvons distinguer quatre grands types de modifications ayant perturbé la continuité du transit par charriage depuis la seconde moitié du XX^{e} siècle (cf. tab.1.3).

1.1.4.1 Conséquences de la construction de barrages

Ainsi qu'il est précisé dans le guide méthodologique de l'Agence de l'Eau, il existe deux types de barrages, qui n'ont pas le même impact morphologique sur le lit du cours d'eau [Petts, 1984, Couvert *et al.*, 1999, Brandt, 2000]. Nous pouvons ainsi distinguer :

- les barrages mobiles au fil de l'eau. Leur impact morphologique dépend essentiellement de leur mode de gestion. Dans le cas où ces barrages sont ouverts (« effacés ») pour un débit égal ou supérieur au débit de début d'entraînement, leur impact sur le transit sédimentaire est négligeable. Sinon leur impact tend à se rapprocher de celui d'un barrage fixe ;
- les autres types de barrages. Lorsqu'ils possèdent un réservoir susceptible de piéger les sédiments, ceux-ci s'accumulent dans la retenue, ce qui provoque un déficit sédimentaire à l'aval [Ibañez *et al.*, 1996, Vericat *et al.*, 2006]. Compte tenu de la complexité des facteurs en jeu, la réponse morphologique à l'aval est très variable [Petts, 1979, Kondolf, 1997, Brandt, 2000, Petts et Gurnell, 2005, Rollet, 2007].

Mais l'impact des barrages sur le cours d'eau n'est pas seulement lié au stockage des matériaux dans sa retenue : la principale perturbation est souvent celle résultant de la modification du régime hydrologique à l'aval [Petts, 1984]. Par exemple les aménagements hydro-électriques de la chaîne Durance–Verdon, mis en place à partir des années 1960, ont bouleversé le fonctionnement hydrologique du système durancien (cf. parag.1.2.3.1). Notamment la mise en place du barrage de Serre-Ponçon (et la dérivation jusqu'à l'étang de Berre) ont réduit significativement la fréquence des débits morphologiquement actifs : le seuil de mise en mouvement, estimé à $170 \text{ m}^3/\text{s}$ [MRE et Sogreah, 2010] est passé de plus de 100 jours/an à moins de 10 à l'aval du barrage de Cadarache [Lefort et Chapuis, 2012]. Cette chute drastique des débits a conduit à la réduction de la largeur du chenal en eau, et donc de la bande active. Cette rétraction latérale, synonyme d'une perte de mobilité latérale, a permis un développement végétal sur les parties les moins souvent immergées (cf. fig.1.9). Ainsi, du fait de la baisse de la fréquence des débits morphogènes suite aux aménagements, le lit durancien n'a plus la capacité de s'« auto-entretenir », réduisant du même coup la section d'écoulement [Chapuis et Collomb, rev].

1.1.4.2 Conséquences des travaux de chenalisation

La chenalisation, quant à elle, regroupe différents types d'interventions (recalibrage, rectification, reprofilage, endiguement, protection de berges, entretien et curage, [Brookes, 1988]). Elle se traduit « par des modifications de la géométrie du lit, de la granulométrie du fond et

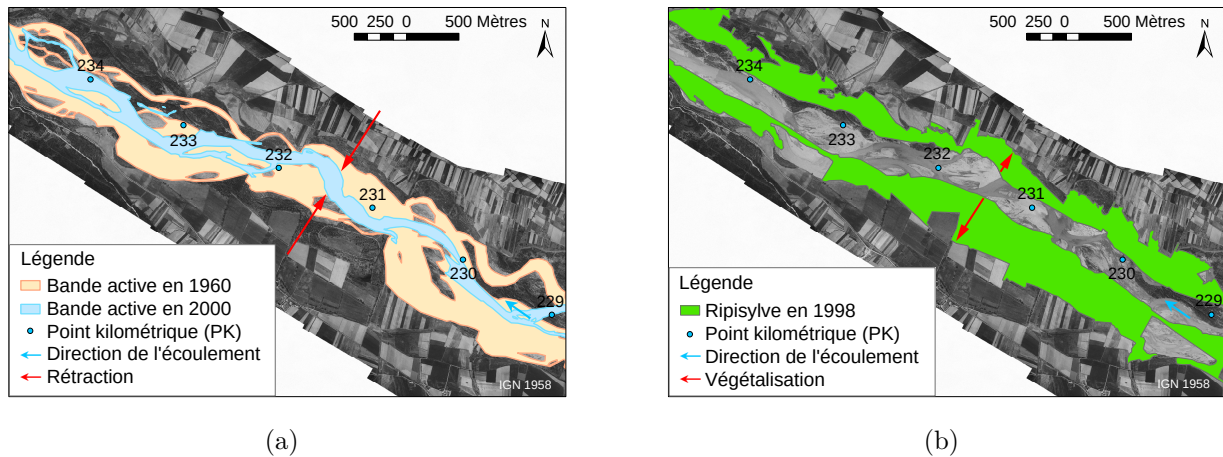


Figure 1.9 : (a) Rétraction et (b) végétalisation de la bande active en Durance entre 1958 et 1998 suite à la mise en place des aménagements hydro-électriques de la chaîne Durance–Verdon [Chapuis et Collomb, rev].

des faciès d'écoulement dans la section touchée par l'intervention. Ces modifications peuvent ensuite s'étendre de part et d'autre de la section concernée, des effets induits peuvent apparaître très longtemps après l'intervention, et aboutir à une altération irréversible du milieu physique » [Wasson *et al.*, 1995]. Suivant le type d'intervention, les aménagements peuvent avoir différentes conséquences, cumulables [Brookes, 1988, Wasson *et al.*, 1995, Gregory, 2006] :

- une augmentation de la pente ;
- une modification de la largeur et de la profondeur du chenal ;
- une perturbation de l'écoulement ;
- une homogénéisation des séquences de faciès ;
- une déstructuration du substrat ;
- une accentuation des hydrogrammes ;
- la disparition des structures d'abris pour les différentes populations ;
- la mise en place de processus d'ajustements de la morphologie du chenal par des processus d'érosion et de dépôts.

1.1.4.3 Conséquences des extractions de matériaux

Les extractions de matériaux en lit mineur (ou plus généralement un déficit local en matériaux grossiers dans le lit mineur, par exemple dû au piégeage de sédiments dans une retenue ou derrière un seuil) ont pour conséquence une inadéquation entre la capacité de transport du cours d'eau et les matériaux disponibles pour être transportés [Galay, 1983, Erskine, 1990, Collins et Dunne, 1990, Landon, 1999, Marston *et al.*, 2003]. L'énergie excédentaire de l'écoulement provenant de l'amont conduit à une incision du lit à l'aval immédiat de la perturbation : c'est le phénomène de l'« eau affamée » (*hungry water*) [Kondolf, 1997], qui aboutit généralement à une rétraction du chenal [Bravard *et al.*, 1999]. En l'absence de rétablissement des apports amont, le lit se stabilise ensuite sous l'effet de la rencontre de points

durs amont ou aval (seuils, affleurements de substratum résistant...), de l'aboutissement du phénomène de pavage ou de la réduction de la compétence des écoulements (du fait de la réduction de la pente consécutive à l'incision) [Rollet, 2007].

Par exemple sur la Cèze, les extractions et curages mal maîtrisés ont entraîné une disparition du matelas alluvial et des affleurements importants du substratum [Sogreah, 2009]. De même la Durance, malgré une dynamique morphologique encore active, a vu son fonctionnement profondément modifié par différentes actions anthropiques, dont les extractions de granulats en souilles profondes dans le lit mineur (cf. fig.1.10). Le cumul depuis 1960 s'élève à plus de 60 millions de m³, ce qui représente entre un et deux siècles de transit naturel [Sogreah *et al.*, 2001] et se traduit par un déficit chronique en sédiments grossiers en basse Durance.

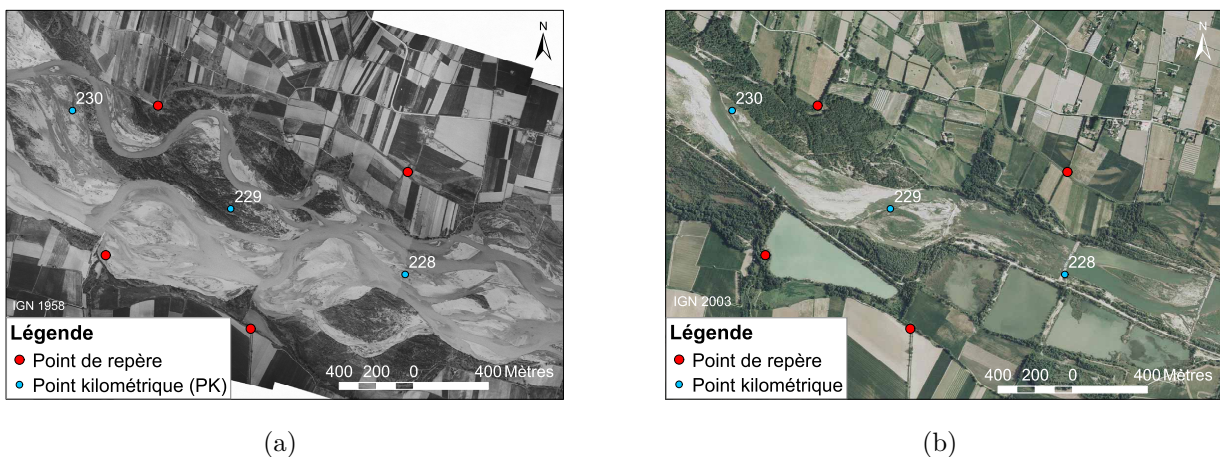


Figure 1.10 : Perte de mobilité à l'aval d'une souille. Noter la largeur de la bande active (a) avant extractions (b) après extractions [Chapuis et Collomb, rev].

Sur le fleuve Var, les études relatives au transport solide (graviers et galets) naturel donnent un volume annuel charrié de l'ordre de 100 000 m³/an ([Sage, 1976] *in* [Anthony et Julian, 1999]) à 200 000 m³/an [Couvert et Magnan, 2007, Sogreah, 2006]. Le volume total des extractions en 30 ans (1960–1990) est estimé à 50 Mm³, équivalant à environ 250 ans d'apports moyens annuels naturels. Le déficit de matériaux associé aux extractions a causé un abaissement généralisé du lit du Var [Anthony et Julian, 1999, Sogreah, 2006]. Lorsque l'enfoncement excessif du lit a mis en péril la ressource en eau de la nappe alluviale qui alimente Nice, des seuils de stabilisation ont été construits (tous les 1000 m, avec 5 m de chute), avec poursuite des extractions en souilles profondes (jusqu'à 10 m de profondeur). Cela a interrompu le transit sédimentaire par charriage dans la basse vallée du Var. Le lit est ainsi passé d'une morphologie en tresses (pente de 0,5%) à un « chenal fluvial » enlimoné (pente 0,1%) [Couvert et Magnan, 2007]. L'enlimonement des souilles ([Guglielmi, 1993] *in* [Anthony et Julian, 1999]), associé à la végétalisation du lit, ont empêché une alimentation correcte de la nappe et ont aggravé les conditions hydrauliques à l'aval en termes de capacité d'écoulement [Sogreah, 2006], compromettant ainsi la recharge de la nappe alluviale et augmentant le risque inondation. Après l'arrêt des extractions en 1992, un

réengrèvement progressif des souilles a pu être observé, par exemple au niveau du seuil 10 (qui présentait une chute de 5 m en 1994, et qui a presque disparu sous les graviers depuis les années 2000 [Sogreah *et al.*, 2003]). La vitesse de comblement des fosses d'extraction, également constatée par exemple sur le Doubs [Rollet *et al.*, 2008b] dépend du rapport entre volumes prélevés et transit sédimentaire du cours d'eau.



(a)



(b)

Figure 1.11 : Évolution du lit du Var suite à la stratégie d'abaissement des seuils de la basse vallée. (a) État du lit au seuil 9 avant abaissement du seuil (mars 2008) (b) État du lit au seuil 9 après abaissement de la crête du seuil (2 m en moyenne) et occurrence de la crue de novembre 2011 (clichés K. Souriguère, CG 06).

Intervention	Conséquences de l'intervention		
	Processus	Ajustement local du chenal	Ajustement à large échelle
<i>Intervention ponctuelle dans le chenal ou sur une section transversale</i>			
Barrage	H^- , S^- puis S^+ à l'aval	Érosion à l'aval	Possibles piégeage de sédiments et réduction de l'hydrologie à l'aval
Seuils	H^- , S^-	Érosion à l'aval, piégeage amont jusqu'au remplissage du seuil	
Prélèvement d'eau	H^-	Dépôt à l'aval du prélèvement	
Restitution d'eau	H^+	Éventuelle érosion à l'aval	
Dérivation du débit	H_-^+	Dépôt à l'aval de la dérivation, érosion possible à l'aval de la restitution	
Pont	H^+	Érosion autour des piles	
Entonnement	H^+	Érosion à l'aval immédiat	Non applicable
<i>Intervention à l'échelle du tronçon ou du segment</i>			
Essartement (dans le lit)	S^+	Augmentation du transport sédimentaire et éventuelle accélération de l'érosion	
Entretien des berges	S^+	Érosion locale, lit et berges	
Colonisation végétale	S^-	Stabilisation de portions du chenal et des berges, réduction progressive de la capacité d'écoulement du chenal	Réduction possible des transferts sédimentaires vers l'aval
Enrochement ou endiguement	H^+		Effets éventuels à l'aval
Chenalisation :	H^+ , S^+		Possibles effets à l'aval en
- protection de berge et stabilisation	H^+ , S^-		en raison de l'augmentation des vitesses d'écoulement,
- recalibrage et entretien du lit	H_-^+ , S^-		éventuelle mise en place d'une érosion régressive
- rectification	H^+ , S^+		à l'amont de la chenalisation
Extractions de granulats	S^+	Ajustement local du chenal	Le transfert des sédiments vers l'aval ou l'érosion peuvent affecter la morphologie du chenal
<i>Intervention à l'échelle du réseau hydrographique ou du bassin versant</i>			
Déforestation	H^+ , S^+		Ruissellement et éventuelle accentuation du ravinement
Reboisement	S^-		
Réseau d'irrigation	H^-	Éventuel ajustement local du chenal	La multiplicité des prélèvements peut avoir des effets notables
Urbanisation (réseau de collecte des eaux pluviales)	H^+	Érosion possible à l'aval des restitutions d'eaux pluviales	Le réseau d'eaux pluviales augmente la taille du réseau hydrographique

Table 1.2 : Détails de certaines interventions humaines dans le bassin versant et de leurs conséquences sur les systèmes fluviaux à charge grossière (adapté d'après [Gregory, 2006]). H reflète la modification du débit (ou de la puissance de l'écoulement), S la modification du transport solide. $+$ marque une augmentation, $-$ une diminution des quantités (d'eau ou de sédiments) transportés.

Type de perturbation	Ouvrages et actions concernés	Nature du lien
Hydrologique	Retenues et dérivations	Indirect
Continuité sédimentaire	Retenues et seuils	Indirect
Stocks alluviaux	Extractions	Direct
Emprise spatiale du cours d'eau	Endiguements étroits, protections contre les divagations	Direct

Table 1.3 : Perturbations des rivières méditerranéennes au xx^e siècle (modifié d'après [Chapuis et Collomb, rev]).

1.2 Contexte géographique

1.2.1 Réseau hydrographique et formation des flux liquides

1.2.1.1 Généralités sur le système fluvial durancien

La Durance est une rivière à charge grossière qui se jette en rive gauche du Rhône au niveau d'Avignon à la cote +12 m NGF environ. Elle constitue ainsi le deuxième affluent du Rhône en termes de longueur après la Saône, le troisième en termes de débit. Elle prend sa source dans les Alpes du Sud, sur le versant nord-est du sommet des Anges (commune de Montgenèvre) vers 2390 m d'altitude, et après 8 km, elle rejoint la Clarée à l'amont de Briançon. La Clarée ayant déjà parcouru 28 km, elle constitue le système le plus long. La Durance draine un bassin versant de près de 14 280 km² (cf. fig.1.12) et s'écoule sur une longueur de 305 km (323,8 km en comptant la Clarée).

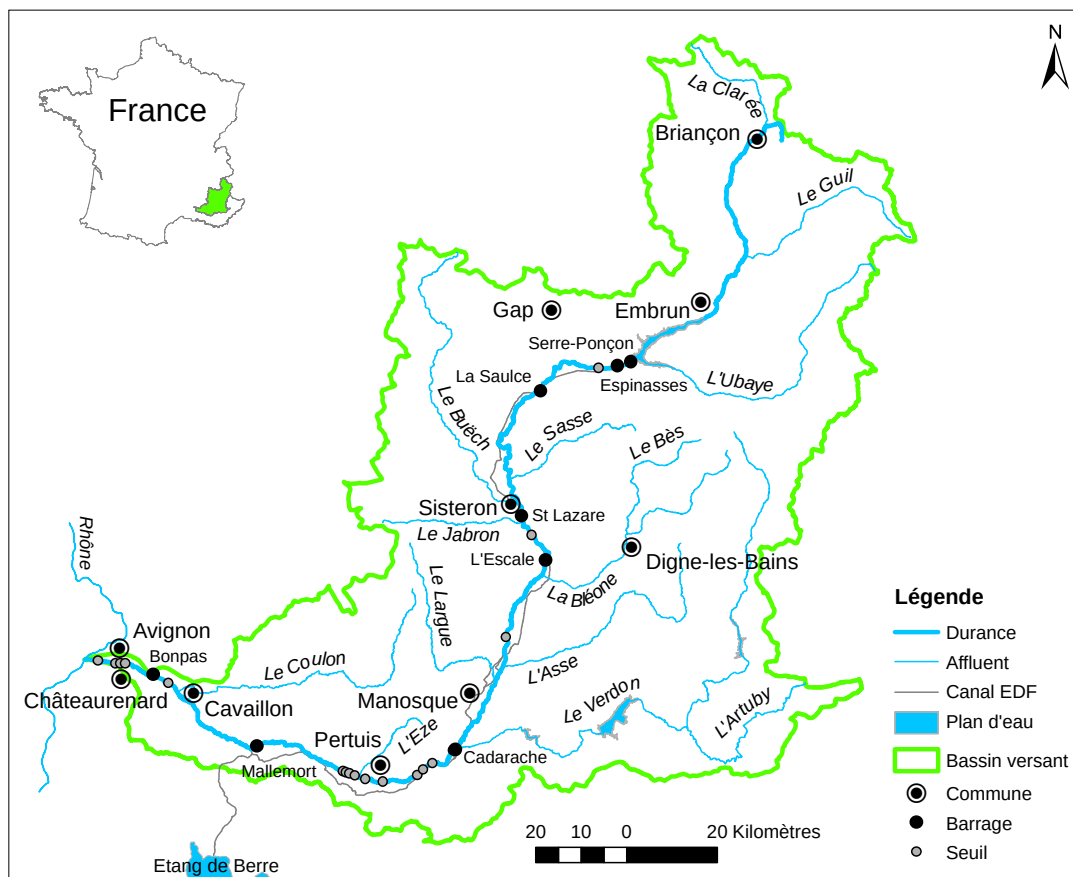


Figure 1.12 : Bassin versant de la Durance.

Sur tout son cours, la Durance reçoit les contributions liquides et solides de nombreux affluents, dont les plus importants sont :

- à l'amont de Sisteron : la Clarée, la Guisane, le Guil, l'Ubaye, le Sasse, le Buëch ;
- entre Sisteron et la cluse de Mirabeau (située 8 km à l'aval de l'actuel barrage de Cadarache) : le Jabron, la Bléone, l'Asse, le Verdon ;
- entre la cluse de Mirabeau et Avignon : l'Eze, l'Aiguebrun, le Coulon.

En raison de la forte pente de son cours et du caractère irrégulier de son régime hydrologique, la Durance avant 1960 pouvait être considérée comme la « plus torrentielle des grandes rivières françaises » [Juramy et Monfort, 1986]. Elle se caractérisait par un style fluvial fortement divagant, voire localement tressé (cf. fig.1.13).

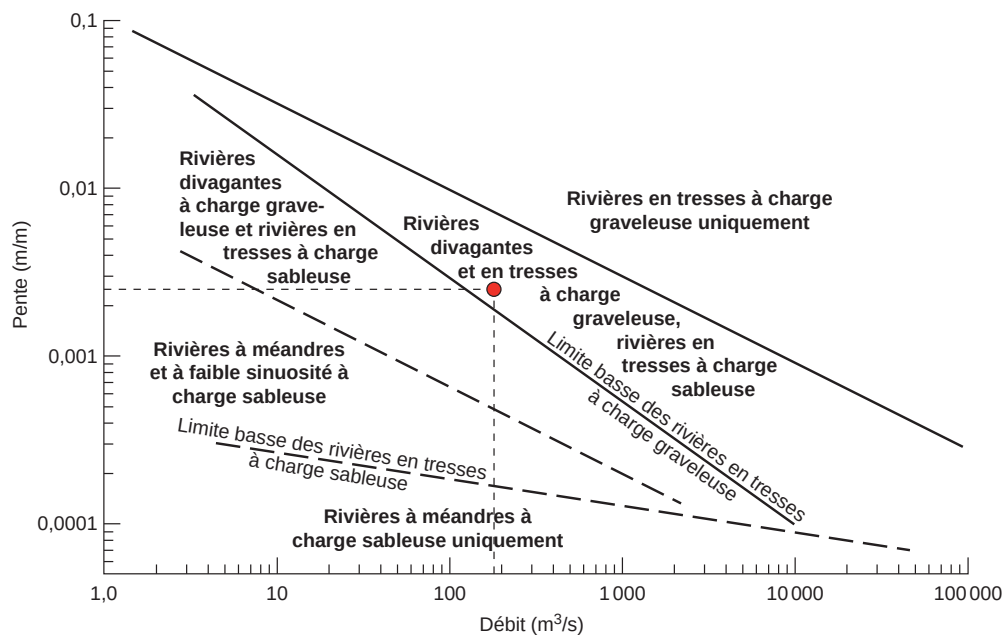


Figure 1.13 : Positionnement du système fluvial durancien (situation avant 1960) dans le diagramme débit liquide-pente [Church, 2002].

Il est actuellement d'usage de se repérer spatialement dans le système fluvial durancien par rapport à une sectorisation kilométrique établie par le Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance (SMAVD), qui avait initialement pour origine le barrage de Cadarache : le détail des coordonnées géographiques des points kilométriques (PK) utilisés dans ce travail est fourni en annexe.

1.2.1.2 Sectorisation fonctionnelle du système fluvial durancien

D'un point de vue orographique, le système durancien se divise traditionnellement en trois tronçons (haute, moyenne et basse Durance [Miramont, 1998]). Nous préférons ici une sectorisation en quatre tronçons dont les caractéristiques géomorphologiques et hydrologiques sont historiquement différentes :

- de la source (col du Montgenèvre) à Embrun, la haute Durance appartient à la zone intra-alpine. Les altitudes sont très élevées (plus d'un tiers de la superficie du sous-bassin versant se situe au-dessus de 2 000 m, cf. fig.1.14), les dénivellations très importantes [Miramont, 1998]. Le fond de vallée est en général étroit ($440 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ en moyenne) et sa pente est supérieure à 5 ‰ (localement supérieure à 10 ‰) [Miramont, 1994]. Le climat y est sub-méditerranéen à tendance montagnarde, avec un régime hydrologique nival et nival de transition [Juramy et Monfort, 1986] (cf. fig.1.15) ;
- de l'aval d'Embrun à la cluse de Sisteron, la partie amont de la moyenne Durance correspond à une zone où les reliefs sont moins élevés (excepté dans le bassin de l'Ubaye),

mais dont les altitudes moyennes demeurent encore élevées [Miramont, 1998]. Sisteron marque la limite aval de la progression des glaciers dans la vallée durancienne, encore plutôt étroite et pentue ($822 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ de large en moyenne ; pente de l'ordre de 3 ‰, [Miramont, 1994]). Cette zone est soumise à un climat sub-méditerranéen à tendance montagnarde, où l'influence méditerranéenne se fait plus présente, le régime hydrologique devient nivo-pluvial. Historiquement, ce tronçon était très fortement divagant, voire tressé au niveau de certaines confluences, mais présentait également certains secteurs méandriformes ;

- de Sisteron à la cluse de Mirabeau, la partie aval de la moyenne Durance est caractérisée par des altitudes moindres (Préalpes de Digne et de Castellane) et un paysage plus ouvert. Le fond de vallée s'élargit ($1852 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ en moyenne) et s'aplanit (pente de l'ordre de 2 ‰), le substratum est peu profond (cette faible épaisseur d'alluvions persiste jusqu'à Mallemort). Le climat devient méditerranéen de transition ; l'influence de plus en plus méditerranéenne et les reliefs moins élevés se traduisent par un régime hydrologique pluvio-nival [Juramy et Monfort, 1986] (cf. fig.1.15). La Durance reçoit dans cette partie de son cours d'importants affluents en termes de charges liquide et solide (Bléone, Asse et Verdon) (cf. fig.1.12). Historiquement ce tronçon correspondait à une zone de tressage marqué, avec une bande active pouvant excéder un kilomètre en largeur [Miramont *et al.*, 1998], le tronçon compris entre Sisteron et la confluence avec la Bléone étant plutôt méandriforme ;
- de la cluse de Mirabeau à la confluence avec le Rhône en Avignon, « la Durance adopte le tracé est-ouest des structures provençales. Les reliefs sont beaucoup moins vigoureux, et les caractères bioclimatiques méditerranéens prennent définitivement le pas sur ceux du domaine alpin » [Miramont, 1998], avec un régime hydrologique pluvial [Juramy et Monfort, 1986] (cf. fig.1.15). La vallée devient très large ($3483 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$ en moyenne), et à partir de Mallemort, l'épaisseur d'alluvions devient plus importante. La bande active y présentait historiquement un caractère divagant très prononcé, localement tressé.

1.2.1.3 Régime hydrologique

Le régime hydrologique est de type nival puis nivo-pluvial sur le haut du bassin, le facteur pluvial se renforçant vers l'aval. La fonte des neiges et les précipitations printanières entraînent des hautes eaux de printemps (232, 321, 295 m³/s respectivement en avril, mai et juin à Mirabeau, source Banque Hydro), tandis que les averses méditerranéennes sont à l'origine des hautes eaux d'automne (cf. fig.1.16).

L'intensité des précipitations, lorsqu'elles surviennent sur un sol desséché après la période estivale, ou saturé au printemps, confère aux épisodes pluvieux un fort pouvoir érosif [Miramont, 1998]. Le climat méditerranéen, dont les influences se font sentir sur la totalité du bassin versant durancien, se distingue par un étiage en été, des crues violentes (et donc un contraste marqué crue/étiage), et une forte variabilité saisonnière et inter-annuelle [MRE

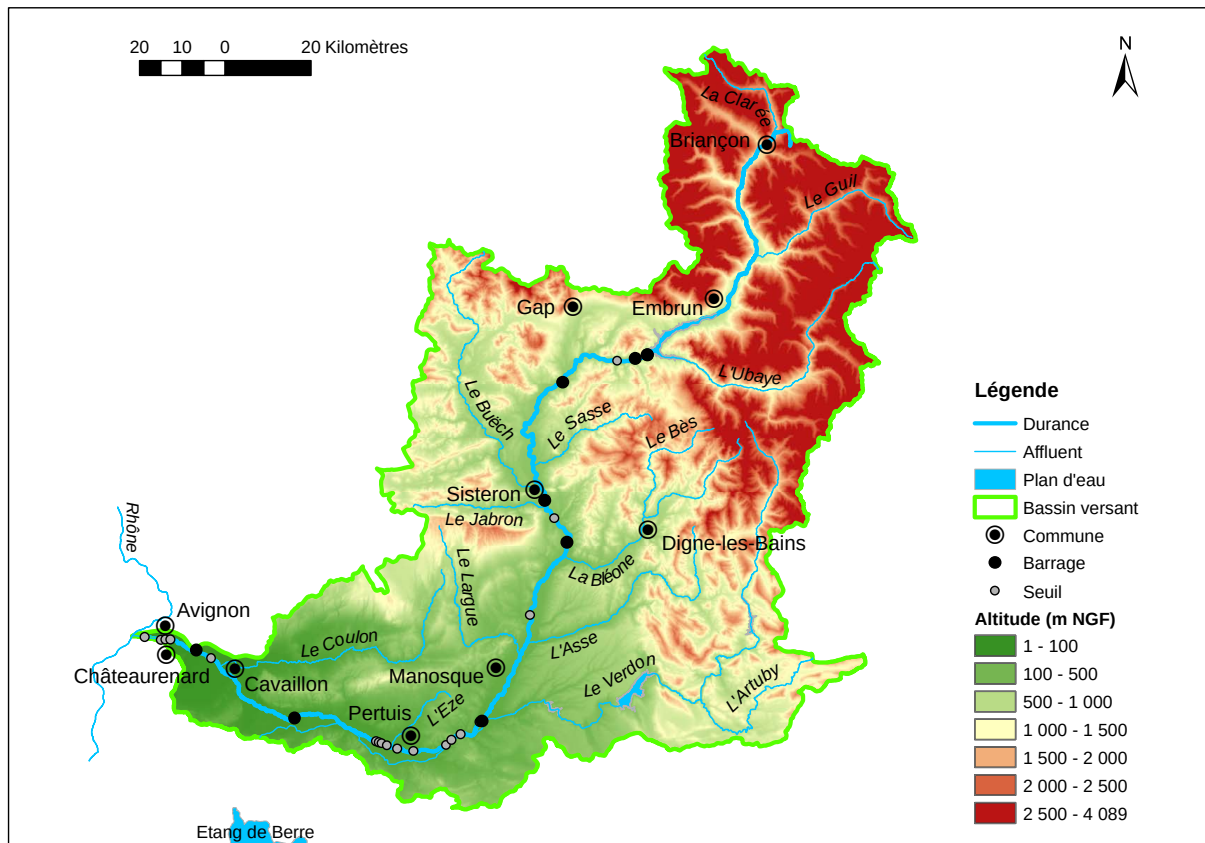


Figure 1.14 : Orographie du bassin versant durancien.

et al., 2007, Chapuis et Collomb, rev]. La violence, la soudaineté et l'irrégularité des averses entraînent une montée des eaux qui peut s'avérer extrêmement rapide et des crues dévastatrices [Miramont, 1994]. La plus grande crue connue en Durance est celle de 1843, avec un débit de l'ordre de $5\,000\text{ m}^3/\text{s}$ à Mirabeau [Sogreah *et al.*, 2001] (selon les auteurs, le débit estimé varie de $5\,200\text{ m}^3/\text{s}$ (M. Pardé) à $5\,500\text{ m}^3/\text{s}$ [Imbeaux, 1892]). Les basses eaux observées en août et septembre sont liées au déficit hydrique typique des milieux méditerranéens (86 et $93\text{ m}^3/\text{s}$), tandis que les basses eaux d'hiver, moins marquées (142 et $141\text{ m}^3/\text{s}$ respectivement en janvier et février), s'expliquent par la rétention nivale et la faiblesse relative des précipitations à cette saison. Le débit moyen interannuel naturel de la Durance est d'environ $180\text{ m}^3/\text{s}$ à Mirabeau. Le régime hydrologique (naturel) durancien est marqué par un écart important entre débits d'étiage ($30\text{ m}^3/\text{s}$ à Mirabeau [Balland *et al.*, 2002] et banque Hydro) et débits de crue (de l'ordre de $5\,000\text{ m}^3/\text{s}$ à Cadarache pour la crue centennale, cf. tab.1.4).

Point de mesure	L'Escale	Cadarache	Bonpas
Surface du bassin versant (km^2)	6 800	11 700	14 200
Q_{10}	1 600	2 950	2 950
Q_{30}	2 300	3 500	3 600
Q_{100}	3 100	5 000	4 700

Table 1.4 : Synthèse des débits de crue naturels (m^3/s) caractéristiques de la Durance (d'après [Sogreah *et al.*, 2001, Couvert *et al.*, 2008b]).

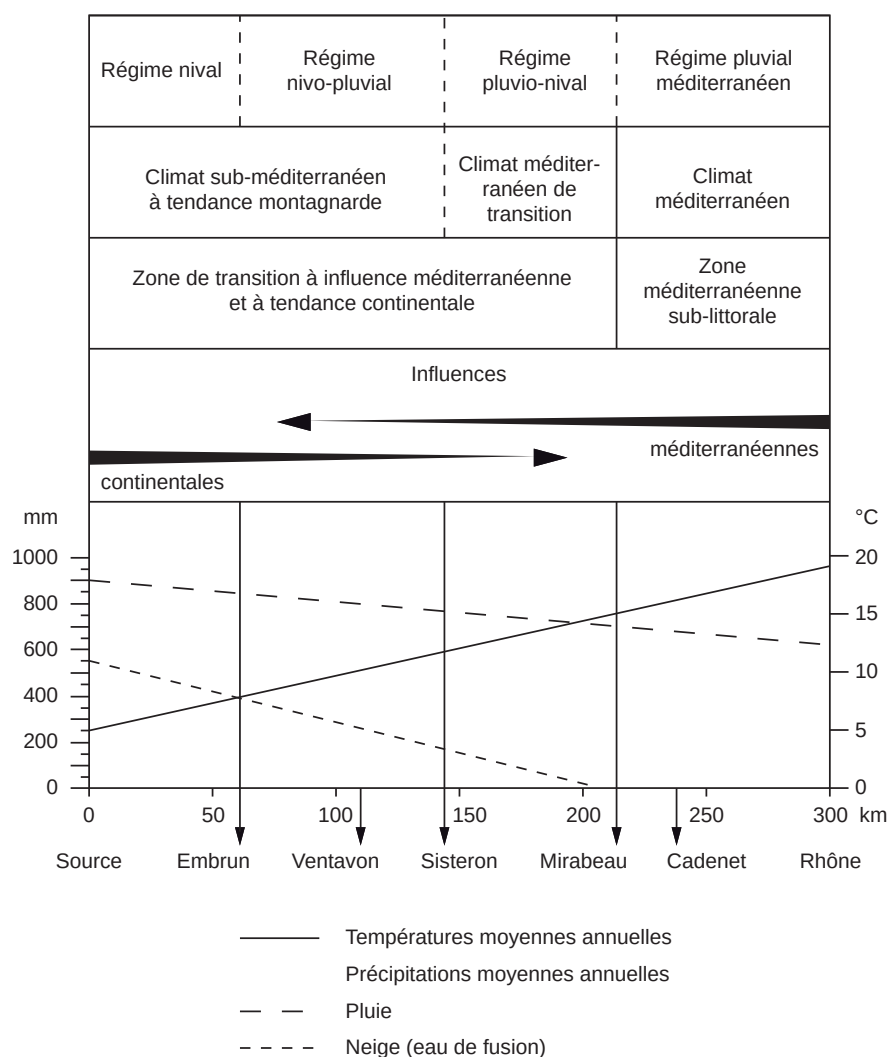


Figure 1.15 : Schématisation des facteurs climatiques du bassin versant de la Durance (modifié d'après [Juramy et Monfort, 1986]), et régime hydrologique de la Durance avant aménagements.

Depuis la mise en place des aménagements hydro-électriques (cf. parag.1.2.3), le régime hydrologique de la Durance a été fortement perturbé (cf. fig.1.16), tant dans ses faibles que dans ses forts débits. Le contraste marqué entre étiage et crue s'en trouve renforcé, puisque chaque tronçon compris entre deux barrages fonctionne en mode « tout ou rien » (exception faite des apports des affluents) : l'« étiage » correspond au débit réservé (entre 3 et 4,5 m³/s, en fonction du tronçon étudié [Couvert *et al.*, 2008b]), les débits relâchés au niveau des barrages lors des épisodes de crue allant de quelques centaines à quelques milliers de m³/s.

1.2.2 Formations superficielles et formation des flux solides

1.2.2.1 Formations superficielles et mobilisation des matériaux

Le contexte climatique du bassin versant durancien (cf. parag.1.2.1), associé à une lithologie variée (cf. fig.1.17), une topographie accidentée (les fortes pentes du bassin versant contribuent à la rapidité de propagation des crues [Imbeaux, 1892]) et un couvert végétal peu protecteur [Miramont, 1994], sont à l'origine d'une fourniture sédimentaire très variable

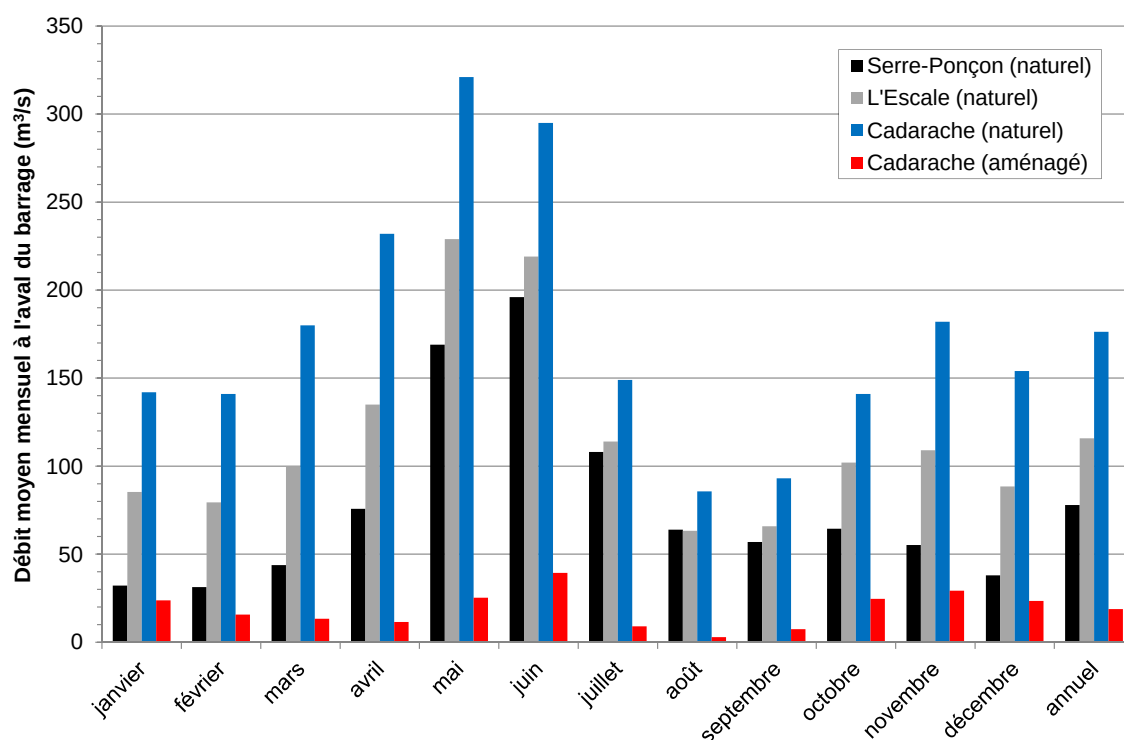
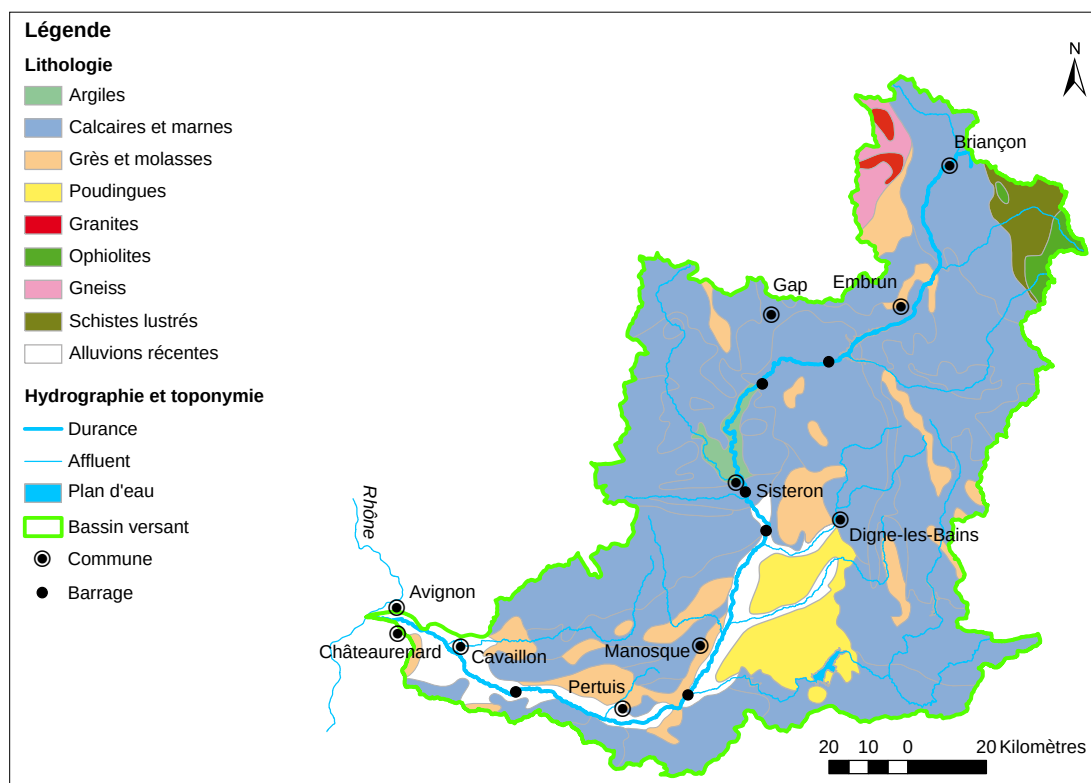


Figure 1.16 : Débits moyens mensuels reconstitués à l'aval des barrages de Serre-Ponçon, l'Escale et Cadarache.

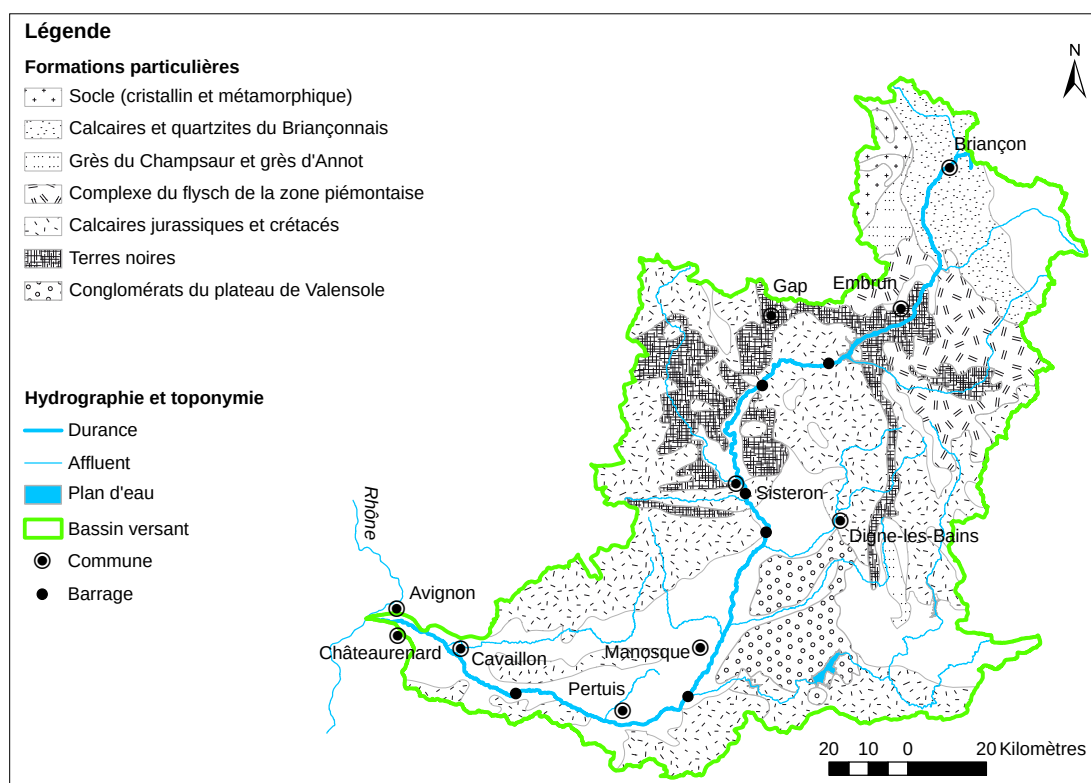
selon les formations géologiques, mais qui peut être abondante dans un contexte favorable [Miramont, 1994, MRE *et al.*, 2007, Chapuis et Collomb, rev].

En particulier l'érosion des terrains géologiques friables telles que les « Terres noires » donne lieu à la production d'une quantité très importante de matériel sédimentaire fin [Juramy et Monfort, 1986, Miramont, 1998, Mathys, 2006, Le Bouteiller, 2011], qui constituent la majorité des éléments fins transportés par la Durance. Les marnes noires représentent plus d'un quart de la superficie du bassin versant (cf. fig.1.17 et [Juramy et Monfort, 1986]), essentiellement dans les Alpes de Haute-Provence pour certains affluents de la moyenne Durance tels que l'Asse, le Sasse, la Bléone, le Vançon. L'affleurement de ces formations marno-schisteuses donne lieu à des paysages caractéristiques (« *badlands* » ou « roubines »), où le manteau d'altération est peu épais et les pentes généralement fortes. L'érosion sous forme de ravinements y est par conséquent intense [Juramy et Monfort, 1986] : l'ablation surfacique de ces terrains peut en effet atteindre 1 cm/an [Mathys, 2006].

Les conglomérats de Valensole constituent une large formation, non consolidée, entre les vallées de la Durance à l'Est, de la Bléone au Nord et du Verdon au Sud. Le plateau est traversé par l'Asse, qui le découpe en deux parties dissymétriques. Les conglomérats de Valensole sont reconnaissables à leur couleur généralement jaunâtre et à leurs galets bien arrondis. Ils résultent d'une formation fluviale « comportant une portion appréciable de galets d'origine lointaine, en particulier provenant des zones alpines internes, des conglomérats à galets d'origine exclusivement subalpine, enfin les marnes rouges d'Ajunc » [Gigot *et al.*, 1982]. Témoignant souvent d'une forte paléo-activité durancienne selon un axe Nord-Sud, ou à l'Est d'une paléo-Asse, leur origine très variée révèle leur provenance de l'ensemble du



(a)



(b)

Figure 1.17 : Carte lithologique simplifiée du bassin versant de la Durance. (a) Lithologie (modifiée d'après la carte au 1/1 000 000^e du BRGM). (b) Formations affleurantes caractéristiques (modifiée d'après [Jorda et Gabert, 1984]).

bassin versant durancien : socle des massifs cristallins externes (granités, gneiss, quartz), ou galets issus des unités alpines internes (galets de flysch à Helminthoïdes) [Gigot *et al.*, 1982]. Leur mobilisation est fonction du degré d'induration de la matrice : ainsi les conglomérats, lorsqu'ils sont soumis à l'érosion, sont susceptibles de délivrer des marnes (correspondant au ciment du poudingue), et des galets calcaires et marno-calcaires hérités d'une première phase d'érosion du bassin durancien.

Les formations constituant les hauts reliefs dans la partie amont du bassin versant résistent mieux à l'érosion. En particulier le flysch de la zone piémontaise, les calcaires dolomitiques de la zone briançonnaise ou les grès du Champsaur (cf. fig.1.17) sont à l'origine d'un manteau d'altération sous forme d'éboulis, constitués d'éléments très grossiers et anguleux, liés ou non par une matrice fine, qui les rend plus ou moins « mobilisables » [Juramy et Monfort, 1986]. Le haut bassin est donc la source d'éléments grossiers, plutôt résistants.

La grande variabilité des affleurements qui constituent le reste du bassin versant durancien, correspond à des affleurements essentiellement calcaires (jurassiques, crétacés) dont la résistance à l'érosion fluctue en fonction de l'importance et du type du couvert végétal (cf. fig.1.17 et [Juramy et Monfort, 1986, Miramont, 1998]). Ces terrains fournissent donc des éléments grossiers plus ou moins résistants.

Enfin, la Durance coule actuellement sur ses propres alluvions, hormis un contrôle local du substratum en certains points lorsque l'incision du lit a été forte. C'est le cas par exemple à l'aval du seuil de la Brillanne – entre les confluences avec la Bléone et l'Asse (cf. fig.1.12), à l'aval de Manosque, au niveau de Pertuis... [Lefort, 2007]. Ces alluvions sont des matériaux hérités du fonctionnement historique du système fluvial, et correspondent donc aux apports du bassin versant.

Juramy et Monfort [Juramy et Monfort, 1986] ont synthétisé, dans une cartographie des zones de mobilisation des matériaux sédimentaires du bassin versant de la Durance (cf. fig.1.18), les données relatives à :

- la lithologie des formations superficielles du bassin versant et leur résistance à l'érosion ;
- la végétation et son rôle protecteur pour les structures affleurantes ;
- le climat et la topographie du bassin versant, ainsi que l'agressivité des conditions climatiques.

1.2.2.2 Évolutions des flux solides fins et grossiers

Flux solides avant la mise en place des aménagements hydro-électriques

La Durance avant 1960 était caractérisée par une abondante fourniture sédimentaire, en matériaux aussi bien fins que grossiers. Dans les rivières à charge grossière telles que la Durance, les sédiments fins n'ont pas d'action morphogène. Ils transitent généralement et ne se déposent que de façon temporaire dans le lit vif durant la décrue (ils sont lessivés lors de la crue suivante) ; ils se déposent de manière plus pérenne dans la plaine alluviale lors des

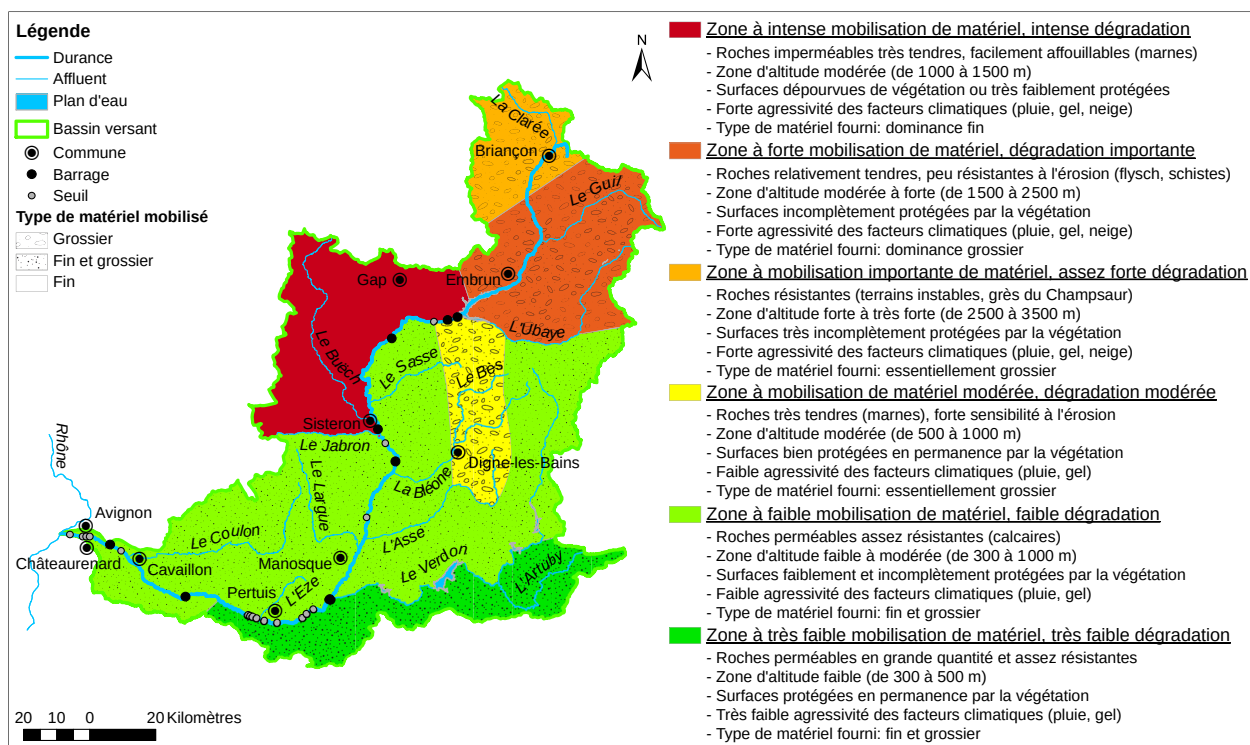


Figure 1.18 : Cartographie de la mobilisation du matériel sédimentaire dans le bassin versant durancien (modifié d'après [Juramy et Monfort, 1986]).

débordements, mais sont repris dans le cadre des érosions de berge. La Durance avant 1960 était ainsi le principal fournisseur de matériaux fins du bas-Rhône.

Avant aménagements, les flux sédimentaires grossiers et fins étaient fonction de la fourniture sédimentaire des terrains (cf. fig.1.18). Nous avons vu que le système fluvial adapte sa géométrie, en particulier sa pente, pour conserver une capacité de transport suffisante pour mobiliser et transporter les matériaux solides provenant de l'amont (cf. parag.1.1.2.1, [Couvert *et al.*, 1999]). Pour les rivières à charge grossière, où les matériaux grossiers déterminent la morphologie du lit, le profil en long s'adapte donc à la fourniture en matériaux grossiers du bassin. En particulier la Durance présentait vraisemblablement un fonctionnement morphologique en équilibre dynamique : l'adéquation entre apports solides du bassin versant, hydrologie et profil en long devait assurer la continuité du transit. En effet le matelas alluvial durancien est naturellement peu épais jusqu'à Mallemort. La proximité du substratum va à l'encontre de l'hypothèse d'un alluvionnement du lit (le matelas serait historiquement plus épais) ou d'une recharge en matériaux (le substratum aurait affleuré depuis longtemps). Or la présence d'une faible épaisseur d'alluvions est caractéristique des rivières stables : les alluvions transportées constituent une « peau », dont le renouvellement s'effectue par le processus de charriage [Couvert *et al.*, 1999]. Ainsi la situation « à l'équilibre » ne faisait pas appel à la recharge sédimentaire : les érosions de berge étaient « compensées » par un dépôt dans le lit vif.

Les matériaux grossiers étaient transportés dans la Durance très régulièrement (plus de 100 jours par an [Lefort et Chapuis, 2012]), et encore plus abondamment lors des épisodes de hautes eaux en automne et, surtout, au printemps. Les volumes charriés en Durance avant

aménagements étaient ainsi estimés à 400 000 Mm³/an à l’aval de Cadarache [Couvert *et al.*, 2008b].

Flux solides après aménagements

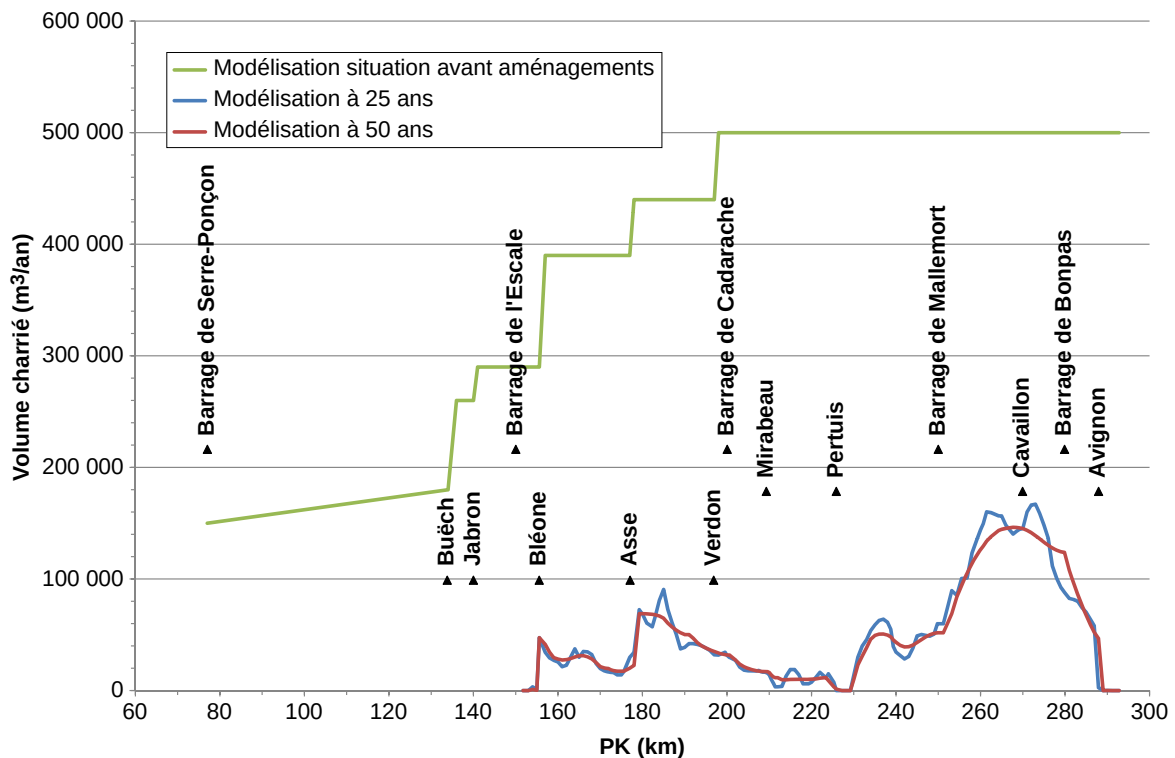
Une partie des matières en suspension provenant du haut bassin est stockée au niveau de la retenue de Serre-Ponçon. Les limons issus du bassin versant situé à l’aval des grands réservoirs (soit environ 2 Mm³/an qui transitent à Cadarache) ont été, pendant deux décennies, piégés dans les retenues de moyenne Durance (aujourd’hui quasiment pleines) et envoyés dans l’étang de Berre par le canal usinier. Les apports en basse Durance étaient alors très faibles. En raison de la perte d’efficacité des retenues et du bassin de délimonage de Cadarache en termes de rétention des limons, EDF (Électricité de France) cherche aujourd’hui à interrompre le colmatage de ses retenues, voire à remobiliser une fraction des sédiments déposés. Ceci aboutit à des quantités de limons de plus en plus importantes qui transitent en Durance lors des crues déversant aux barrages de l’Escale et de Cadarache. Parallèlement, le plan de reconquête de l’étang de Berre limite drastiquement les apports de limons à l’étang, ce qui contribue à accroître les apports de limons en Durance lors des épisodes de restitution à Mallemort. Or ce rétablissement du flux sédimentaire fin en basse Durance s’opère à des débits liquides toujours réduits par l’aménagement de la rivière. Le risque est ainsi de s’acheminer vers la transparence totale du flux sédimentaire fin entre l’amont et l’aval, mais sans la capacité de transport par les débits. Ceci dégraderait la capacité d’écoulement du chenal en crue (piégeage des sédiments fins par la végétation basse, d’où un exhaussement et une fixation du lit) et la qualité des milieux alluviaux (colmatage du substrat avec risque pour la faune aquatique et les relations nappe-rivière) [Sogreah *et al.*, 2001, Balland *et al.*, 2002, Couvert *et al.*, 2008b].

En ce qui concerne les éléments grossiers, plusieurs études (modélisations physiques et numériques) ont permis d’obtenir une bonne estimation des volumes charriés en Durance [Koulinski et Lefort, 1995, Sogreah *et al.*, 2001, Lefort, 2005]. En particulier un modèle numérique Cavalcade a été élaboré par Sogreah dans le cadre de l’étude globale [Sogreah *et al.*, 2001] entre le barrage de l’Escale et la confluence avec le Rhône en Avignon. Les simulations sont basées sur la situation de 1998, la formule utilisée pour le calcul du transport par charriage est celle de Lefort 1991 [Lefort, 1991, Couvert *et al.*, 1999] (formule également utilisée dans l’étude [Koulinski et Lefort, 1995]) avec un débit de début d’entraînement Q_c de 200 m³/s. Cette formule, dérivée de la formulation de Smart et Jaeggi [Smart et Jaeggi, 1983], permet un calcul du débit solide total en fonction d’un excès de débit liquide total Q par rapport au débit liquide critique Q_c . Les valeurs de débit solide obtenues fournissent un volume apparent de dépôt, les bilans volumétriques étant réalisés sur le lit actif dans ce modèle. Ce dernier prend notamment en compte une hydrologie influencée par la période 1973–1998, donc sans les modifications de gestion des débits liquides apportées depuis concernant le plan de reconquête l’étang de Berre. Cela revient à sous-estimer l’importance des débits (et donc des volumes charriés) à l’aval des restitutions de Mallemort. L’étalonnage du

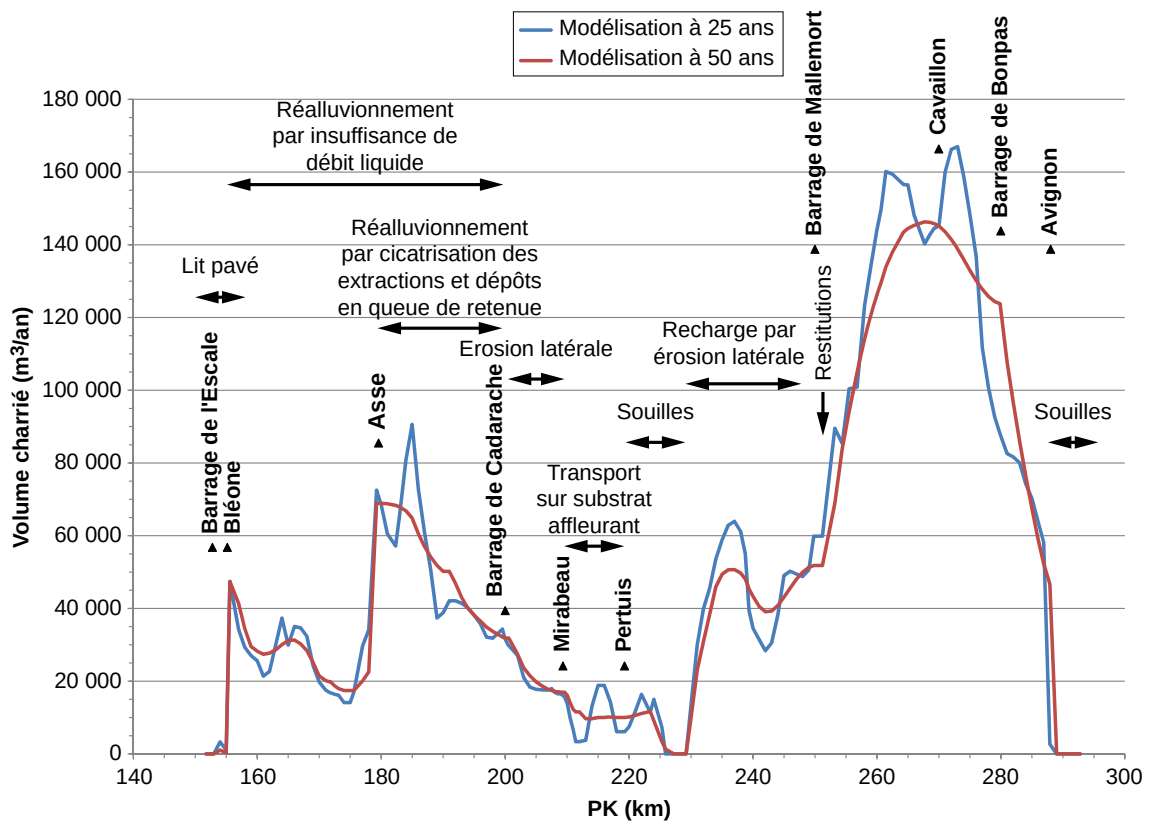
modèle s'est effectué principalement à partir des données disponibles concernant un débit de début d'entraînement Q_c de 200 m³/s, et sur la reconstitution du remplissage de la gravière capturée de la Roque-d'Anthéron entre 1994 et 1998 (soit environ 600 000 m³ en 4 ans, cf. fig.1.20(a)). Ce modèle donne l'évolution longitudinale des volumes charriés à 25 ans et à 50 ans à partir de la situation de 1998 (cf. fig.1.19(b)), qui peut être comparée à la situation avant aménagements (cf. fig.1.19(a)).

La Durance avant 1960 transportait quantité de matériaux fins et grossiers, du fait d'affleurements facilement érodables, de conditions climatiques particulièrement agressives, d'une végétation peu protectrice et d'une capacité de transport (pente et débits) importante [Juramy et Monfort, 1986]. La fourniture sédimentaire du bassin versant semblerait avoir légèrement diminué depuis le milieu du xx^e siècle [Juramy et Monfort, 1986, Miramont *et al.*, 1998]. Il n'en reste pas moins que la réduction des débits en Durance, consécutive à la mise en place des aménagements, favorise le dépôt des sédiments fins dans le lit et les retenues. Les volumes de sédiments grossiers charriés en Durance ont également été drastiquement réduits, du fait de la diminution des débits et de leur piégeage dans les retenues : le transport moyen annuel par charriage de la Durance, de l'ordre de 400 000 m³/an avant aménagements, est ainsi estimé actuellement à 40 000 m³/an après aménagements, à l'aval de Cadarache [Couvert *et al.*, 2008b].

Les difficultés de gestion des flux solides en Durance se posent donc au niveau des flux de sédiments fins, qui colmatent le lit et les retenues et qui, par sédimentation en couches successives, tendent à fixer, mais aussi à rehausser le lit et par conséquent à augmenter les risques d'inondation, notamment en basse Durance [Couvert *et al.*, 2008b]. Mais le problème de la gestion des graviers en Durance est intimement lié à la gestion des sédiments fins : la mobilité du lit durancien, favorisée par le transit des graviers, limite son enlèvement.



(a)



(b)

Figure 1.19 : (a) Modélisation des volumes annuels charriés en Durance avant aménagements, à 25 ans et 50 ans (à partir de la situation de 1998 pour les simulations prospectives). (b) Détail de la modélisation des volumes annuels charriés en Durance à 25 ans et 50 ans (à partir de la situation de 1998) pour le tronçon d'étude de barrage de l'Escale à la confluence avec le Rhône en Avignon. Les simulations ont été réalisées à l'aide du logiciel Cavalcade, élaboré par Sogreah dans le cadre de l'étude globale [Sogreah *et al.*, 2001]. La formule utilisée pour le calcul du transport par charriage est celle de Lefort 1991 [Lefort, 1991] avec un débit de début d'entraînement Q_c de $200 \text{ m}^3/\text{s}$.

1.2.3 Aménagements de la vallée de la Durance et choix du tronçon d'étude

1.2.3.1 La vallée de la Durance, une vallée historiquement fortement anthropisée

Gestionnaire du tronçon d'étude

Actuellement, la vallée de la Durance est gérée par le Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance (SMAVD).

Créé en 1976, concessionnaire de la gestion du Domaine Public Fluvial de la Durance depuis 1982, le SMAVD a été reconnu en 2010 comme Établissement Public Territorial du Bassin (EPTB) de la Durance, ce qui lui confère la structure de coordination et d'animation nécessaires à une approche globale des problématiques de la Durance à l'échelle de son bassin versant. Le SMAVD a pour principaux objectifs la gestion des crues, l'amélioration de la sécurité, la gestion du transport solide, la préservation et la gestion du patrimoine naturel et la gestion des différents usages de la Durance. Le lancement et le portage du Contrat de Rivière du Val de Durance (2008), la transformation en 2005 du SMAVD en structure de gestion unique de la Durance entre le barrage de Serre-Ponçon et le Rhône, la participation active à la mise en œuvre du Plan Durance initié par l'État et la désignation du SMAVD en 2006 comme opérateur du site Natura 2000-Durance confirment l'approche de gestion globale de la Durance par le SMAVD. Il est administré par un Comité Syndical de 150 délégués représentant les collectivités adhérentes (la Région PACA, les quatre départements de Vaucluse, des Bouches du Rhône, des Alpes de Haute Provence et des Hautes Alpes, et 78 communes et communautés de communes riveraines de la Durance entre Serre-Ponçon et le Rhône). Un Conseil Scientifique pluridisciplinaire, composé de 17 chercheurs ou spécialistes de la Durance, est également présent auprès du Syndicat depuis une vingtaine d'années comme instance de proposition et de conseil auprès des élus.

Divagation du lit, protection contre les inondations et extractions de matériaux

Outre sa dimension d'axe de communication (cf. fig.1.20(b)) depuis l'époque romaine (la vallée est aujourd'hui un axe routier, autoroutier, ferré), la vallée de la Durance est soumise à de multiples pressions depuis le Moyen Âge (agriculture, urbanisation, ressource en eau et en matériaux sédimentaires...). Elle est très agricole (agriculture intensive, très demandeuse en eau) et densément peuplée (450 000 habitants en 2003) [SMAVD, 2003]. Ainsi la vallée de la Durance est une vallée historiquement fortement anthropisée, ce qui a conduit à son aménagement depuis plusieurs siècles [Miramont, 1998]. « Sur l'ensemble de la vallée, l'objectif des protections était davantage une protection contre la divagation du lit que contre les débordements » [Couvert *et al.*, 2008b], *via* la mise en place d'épis transversaux qui « empêchaient le déplacement d'ensemble du lit vif sans entraver la dynamique fluviale latérale entre eux. Ces épis avaient une seconde fonction : en ralentissant les eaux, ils favorisaient le

dépôt des limons, ce qui accroissait la fertilité des terres tout en réduisant leur submersibilité » [Couvert *et al.*, 2008b]. Ce type d'aménagements a été décrit sur d'autres cours d'eau alpins, comme par exemple l'Isère [Girel, 2008]. Puis la compétition pour l'espace du fond de vallée et la protection contre les inondations a engendré une multiplication des levées entre ces épis. La multiplicité des ouvrages (épis, levées, digues...) aboutit aujourd'hui à un système complexe, incohérent et ingérable [Couvert *et al.*, 2008b], qui, associé à l'urbanisation diffuse du fond de vallée, rend la plaine durancienne particulièrement sensible aux inondations [SMAVD, 2003]. L'ancienneté pluri-séculaire des aménagements hydrauliques (canaux d'irrigation, puis barrages, et usines hydro-électriques) traduit également une forte pression anthropique sur le système fluvial durancien.

Les extractions de granulats ont profondément perturbé le fonctionnement de la rivière. Les extractions en lit mineur (pour les trois quarts localisées en basse Durance) ont atteint environ 60 millions de m³ depuis le début des années 1960. Il faut distinguer [Couvert *et al.*, 2008b] :

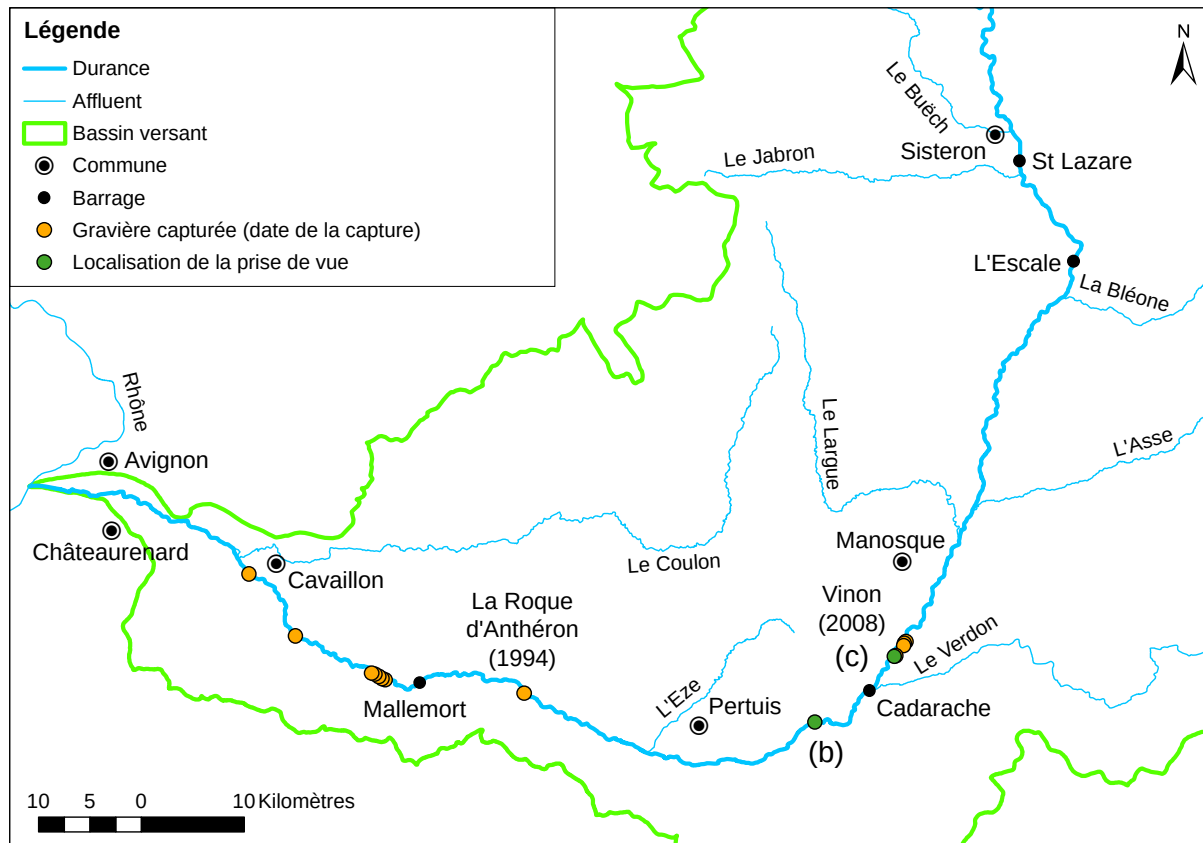
- les extractions en souilles profondes (plus de 10 m parfois) entre des seuils (secteurs de Pertuis et d'Avignon) ;
- les extractions massives dans le lit (construction des autoroutes A7 et A51, ligne TGV Méditerranée), qui correspondent à des abaissements importants (de 2 m à 5 m selon les secteurs) ;
- les extractions en marge du lit actif, séparées du lit principal par une levée : elles participent à la dynamique du lit en capturant les matériaux solides dès que la séparation avec le lit vif est rompue (par exemple lors de la capture du plan d'eau de la Roque-d'Anthéron au cours de la crue de 1994, ou dans une moindre mesure celle de la gravière Eurovia à Vinon lors de l'épisode de mai 2008, cf. fig.1.20(c)).

La multiplicité des enjeux, infrastructurels et humains rend donc la vallée de la Durance particulièrement sensible au caractère aléatoire du régime hydro-sédimentaire du système fluvial.

Aménagements hydro-électriques et modification des flux liquides

La réalisation de la chaîne hydro-électrique Durance-Verdon a commencé au milieu des années 1950, avec notamment la mise en place du barrage de Serre-Ponçon – le plus grand d'Europe occidentale, les usines de Jouques (1955–1959), Saint-Estève-Janson (1963), Salon et Saint-Chamas (1965) et la construction du canal EDF entre Serre-Ponçon et l'étang de Berre (1964) (cf. fig.1.21). Cet aménagement s'est poursuivi entre autres avec la construction du pont-barrage de l'Escale (1964), des barrages de Mallemort (1972), la Saulce (1975) et Saint-Lazare (1976) [Balland *et al.*, 2002], et la mise en place du bassin de délimonage de Cadarache (1981) (cf. fig.1.21).

Le canal EDF double le cours de la Durance sur plus de 250 km, du barrage de Serre-Ponçon à l'étang de Berre et dessert le canal de Marseille après Saint-Estève-Janson (cf. fig.1.21). Il a pour vocation d'acheminer l'eau nécessaire à la production hydro-électrique,



(a)



(b)



(c)

Figure 1.20 : (a) Localisation des gravières capturées entre 1993 et 2008, et localisation des prises de vue (b) et (c). (b) Vue de la Durance au débit réservé au niveau de la cluse de Mirabeau (cliché A. Mailliat). (c) Vue de la Durance en crue au niveau de Vinon (cliché Eurovia). Pour cette dernière, notons le caractère divagant marqué du lit et la capture de la gravière en bas du cliché. Dans les deux cas, les prises de vue sont tournées vers l'amont.

l'irrigation et l'eau potable de la Provence, il est la source d'approvisionnement du canal de Marseille et alimente aussi en eau les réseaux de la Société du canal de Provence. Enfin, il conduit l'eau stockée dans les barrages de Serre-Ponçon et du Verdon vers la basse Durance.

Depuis la mise en place des aménagements hydro-électriques, le régime hydrologique naturel de la Durance a été fortement perturbé, tant en ce qui concerne les faibles débits (débit réservé compris entre 2 et 4,5 m³/s pour un module, ou débit moyen interannuel, naturel de 180 m³/s à Mirabeau), que pour les forts débits (cf. tab.1.5).

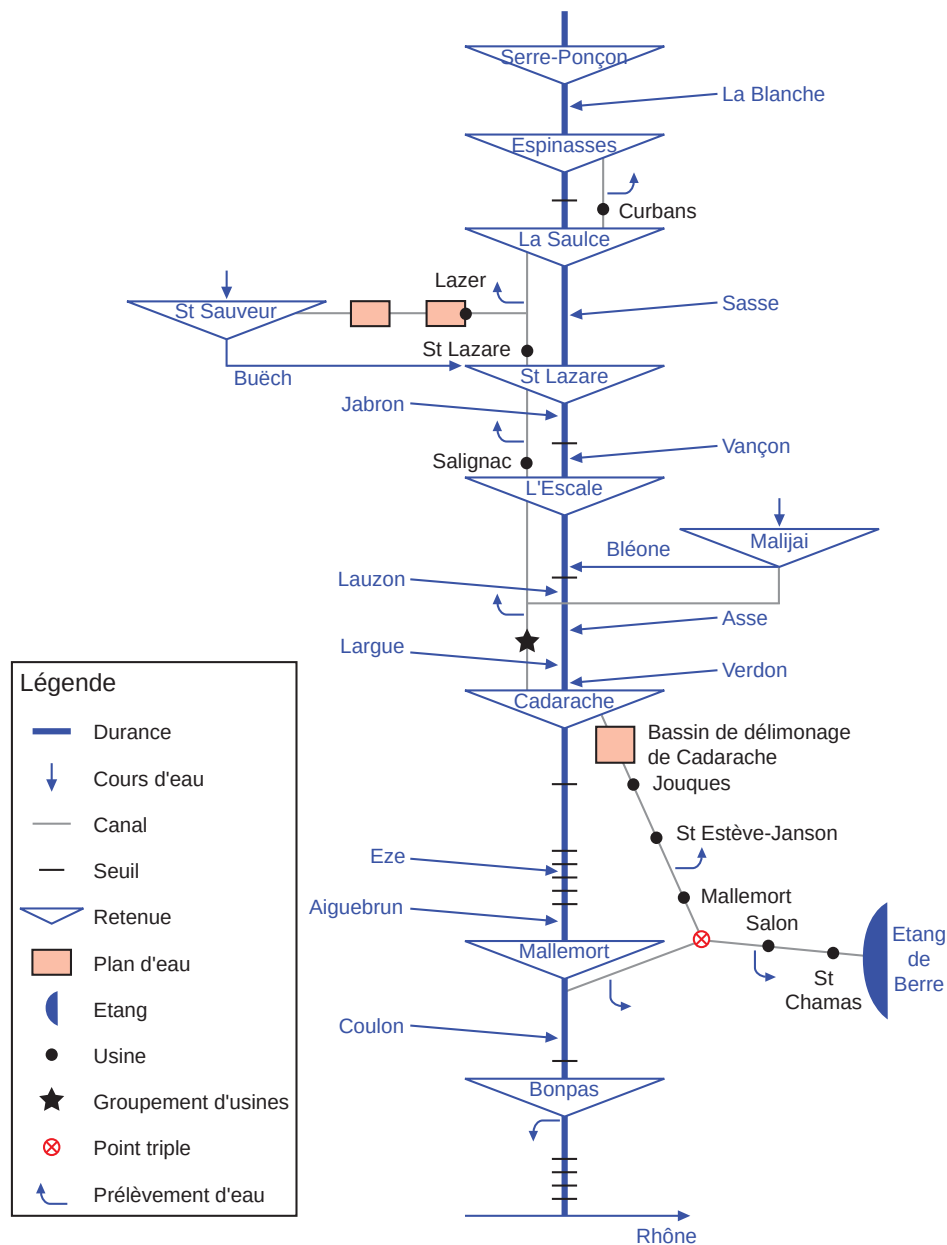


Figure 1.21 : Schéma de la chaîne hydro-électrique de la Durance (modifié d'après [Bertier et Bouchard, 2007]).

Point de mesure		L'Escale	Cadarache	Bonpas
Surface du bassin versant	km ²	6 800	11 700	14 200
Q_{10}	avant	1 600	2 950	2 950
	après	1 100	2 300	2 300
Q_{30}	avant	2 300	3 500	3 600
	après	2 000	3 100	3 200
Q_{100}	avant	3 100	5 000	4 700
	après	2 500	4 800	4 500

Table 1.5 : Synthèse des débits de crue (m³/s) caractéristiques de la Durance, avec et sans les aménagements (d'après [Sogreah et al., 2001, Couvert et al., 2008b]).

Lorsqu'on aborde le sujet de l'hydrologie « post-aménagements » de la Durance, il est nécessaire de préciser la période d'étude à laquelle on fait référence. En effet la structure complexe du réseau des aménagements hydro-électriques ainsi que les différentes phases de modification de la gestion des débits liquides en Durance influencent plus ou moins les flux solides (fins et grossiers), et donc la morphologie de la rivière (cf. parag.1.3.2). Nous distinguons notamment les périodes suivantes :

- la période « avant aménagements » (1918–1958) [Lefort et Chapuis, 2012] ;
- la période « après aménagements et avant modification des modalités de gestion des débits dans le plan de reconquête de l'étang de Berre » (1972–2006) ; cette période se subdivise en deux phases :
 - la période 1972–1993 pour laquelle nous disposons de données de débits mesurés, auxquelles s'ajoutent les chroniques de débits restitués à Mallemort, issues d'un modèle hydrologique EDF ;
 - la période 1994–2006 où certaines modalités de gestion des débits en Durance ont été revues suite à la modification du fonctionnement des usines de Salon et de Saint Chamas (cf. fig.1.21 et [Lefort et Chapuis, 2012]) ;
- la période actuelle (depuis 2006) qui intègre les nouvelles modalités de gestion des débits dans le plan de reconquête de l'étang de Berre (cf. parag.1.3.2).

La mise en place d'aménagements hydro-électriques en 1959 sur la Durance, particulièrement le barrage de Serre-Ponçon (ainsi que les extractions de granulats en basse et moyenne Durance) a profondément modifié le fonctionnement hydrologique et sédimentaire du système. Ceci conduit à établir une nouvelle sectorisation fonctionnelle (cf. parag.1.2.1.2 et fig.1.12) :

- la haute Durance : de la source au niveau du col du Montgenèvre jusqu'au barrage de Serre-Ponçon, situé 20 km à l'aval d'Embrun ;
- la partie amont de la moyenne Durance : de l'aval du barrage de Serre-Ponçon jusqu'au barrage de l'Escale, à l'aval de Sisteron ;
- la partie aval de la moyenne Durance : de l'aval du barrage de l'Escale jusqu'au barrage de Cadarache, situé immédiatement à l'aval de la confluence avec le Verdon ;
- la basse Durance, du barrage de Cadarache jusqu'à la confluence de la Durance avec le Rhône en Avignon.

1.2.3.2 Flux sédimentaires grossiers et choix du tronçon d'étude

Tout le transit sédimentaire grossier (cf. parag.1.1.3) de la haute Durance est bloqué au niveau du barrage de Serre-Ponçon (cf. fig.1.12). L'impact de ce barrage s'étend en moyenne Durance jusqu'en aval de la confluence du Buëch avec la Durance du fait de l'insuffisance des débits liquides pour mobiliser les matériaux grossiers [Couvert *et al.*, 2008b] (et, dans une moindre mesure, du fait du déficit sédimentaire occasionné par le blocage des sédiments). Le lit de la rivière situé à l'aval du barrage est pavé et donc assez fortement fixé : même après la crue de mai 2008 où pour la deuxième fois de son histoire, les vannes du barrage de Serre-

Ponçon ont été ouvertes, le pavage du lit n'a apparemment pas été rompu totalement. Nous avons donc considéré que cette portion du lit, située entre le barrage de Serre-Ponçon et la confluence du Buëch avec la Durance, présentait des processus trop spécifiques pour justifier son inclusion dans une étude hydromorphologique. De même, le barrage de l'Escale, situé à l'aval de la confluence du Jabron avec la Durance, bloque le transit sédimentaire, et « le rétablissement du transit des graviers à travers la retenue de l'Escale ne paraît ni possible, ni souhaitable [... Ainsi] la retenue de l'Escale apparaît [...] comme une coupure majeure dans le fonctionnement morphologique de la Durance, et par là-même pour la gestion du lit » [Couvert *et al.*, 2008b].

Le tronçon compris entre le barrage de l'Escale et la confluence avec le Rhône, globalement actif d'après les études menées précédemment [Sogreah *et al.*, 2001, Couvert *et al.*, 2008b], a donc été retenu pour cette étude des flux sédimentaires grossiers (cf. fig.1.12). De plus ce tronçon présente des enjeux socio-économiques beaucoup plus importants qu'à l'amont, du fait de la plus forte anthropisation de la vallée à cet endroit, ce qui justifie l'analyse approfondie de son fonctionnement hydromorphologique [Bravard et Petit, 1997].

1.2.4 Conclusion sur le contexte géographique durancien

La Durance se rapproche de certaines larges rivières méditerranéennes ou apparentées à charge grossière (Tagliamento en Italie, Èbre en Espagne, Sacramento en Californie) :

- son régime hydrologique fortement irrégulier, avec des étiages sévères et des crues rapides et intenses, en font une rivière typiquement méditerranéenne [MRE *et al.*, 2007] ;
- une partie de son bassin versant est soumise à un régime pluvio-nival [Juramy et Monfort, 1986, Bertoldi *et al.*, 2010] ;
- elle présente de fortes pentes (entre 0,1 et 1 % [Miramont, 1994, Petts *et al.*, 2000]), générant un régime largement torrentiel : celui-ci est caractérisé par des faibles hauteurs d'eau et de grandes vitesses ; il correspond à un nombre de Froude $Fr > 1$ où $Fr = \frac{v}{\sqrt{gh}}$, *i.e.* une vitesse de l'écoulement v supérieure à la célérité des ondes de surface $C = \sqrt{gh}$ où g désigne l'accélération de la pesanteur et h la hauteur d'eau ;
- c'est un système fluvial charriant d'importants volumes de sédiments grossiers [Juramy et Monfort, 1986, Vericat *et al.*, 2006, Surian *et al.*, 2009] ;
- le bassin versant durancien est très anthropisé, avec de nombreux aménagements hydro-électriques et une forte pression sur les débits liée à l'irrigation [Juramy et Monfort, 1986, Batalla *et al.*, 2004]. Les enjeux humains y sont donc majeurs, qu'ils relèvent de la gestion des ressources en eau en milieu méditerranéen, de l'urbanisation du fond de vallée, des pratiques agricoles ou des enjeux écologiques.

Le système durancien constitue ainsi un système fluvial représentatif des milieux nord-méditerranéens par ses caractéristiques générales. La Durance n'est restée pas moins une rivière torrentielle particulière, dans la mesure où elle réunit toutes ces spécificités : plus

pentue que l'Èbre [Batalla et Vericat, 2009] et la Sacramento, elle est plus aménagée que cette dernière et la Tagliamento. Les gestionnaires du système durancien sont donc confrontés, du fait de ses caractéristiques fonctionnelles, à des problématiques liées au caractère irrégulier de son hydrologie et de sa mobilité, mais également, du fait de la pression anthropique exercée sur son bassin versant, aux problématiques des rivières fortement aménagées. Nous avons ainsi souligné la profonde altération du fonctionnement hydro-sédimentaire du système durancien depuis la mise en place des aménagements hydro-électriques, notamment avec la mise en service du barrage de Serre-Ponçon et la modification consécutive des débits en rivière. En particulier le transport des matériaux grossiers s'en est trouvé notablement réduit, et la continuité du transit n'est plus assurée.

Ainsi l'état du système avant 1960 (*i.e* avant la mise en place du barrage de Serre-Ponçon) peut-il être considéré comme une situation de référence [Juramy et Monfort, 1986]. Cet **état de référence** ne constitue cependant pas un objectif de gestion, mais plutôt une indication du fonctionnement potentiel du système [Dufour et Piégay, 2009]. L'état « **actuel** » de la Durance correspond à la période de mise en place des nouvelles modalités de gestion des débits et des matières en suspension (MES) dans le cadre du plan de reconquête de l'étang de Berre, soit de 2006 à nos jours (cf. parag.1.2.3.1 et parag.1.3.2). Les flux de matières en suspension avaient déjà été modifiés suite à la réduction des débits en Durance après la mise en place des aménagements hydro-électriques qui favorisaient leur dépôt dans le lit vif et la plaine d'inondation. Avec ces nouvelles modalités de gestion des débits, la quantité de MES circulant en Durance est rétablie (par rapport à la situation « de référence ») sur le tronçon aval, mais sans les débits liquides ni les matériaux grossiers associés dans la Durance « de référence ». Bien que les matières en suspension ne soient pas l'objet de cette étude, leur influence sur le transport des matériaux grossiers mériterait d'être prise en compte dans les travaux ultérieurs.

Nous concentrons cette analyse sur la partie aval de la Durance, située pour partie en moyenne Durance et en basse Durance : notre tronçon d'étude est compris entre le barrage de l'Escale et la confluence avec le Rhône en Avignon (cf. fig.1.12).

1.3 Problématique

1.3.1 Généralités

Lorsqu'une rivière connaît un changement brutal de son cours, lorsqu'une partie de berge est érodée suite à la montée des eaux ou lorsque la stabilité d'un ouvrage (digue, pont) est compromise [Larsen *et al.*, 2006], la prise de conscience de la dynamique sédimentaire du cours d'eau par les riverains est parfois trop tardive. L'entretien des ouvrages, les débordements et, plus généralement, la compétition entre rivière et acteurs locaux pour l'occupation du territoire sont des facteurs déclenchants d'une réflexion plus globale sur la mobilité des sédiments en rivière – et sur la mobilité de la rivière elle-même [Landon, 1999]. En effet, la

gestion durable des systèmes fluviaux passe par une bonne connaissance de leur structure, de leur dynamique et des processus qui les gouvernent [Thorne, 1997]. Le volume de connaissances acquis depuis plus 50 ans sur la dynamique fluviale a en effet permis d'accompagner la gestion des cours d'eau, dans une phase d'aménagement et de gestion sectorielle dans un premier temps, puis progressivement dans une phase de préservation et de gestion intégrée depuis les années 1990. Par exemple, il a été montré que la notion de retour d'expérience est essentielle pour mesurer l'intérêt des actions de gestion, lorsqu'elles sont entreprises. Il est en effet indispensable d'établir au préalable un protocole clair, d'y adjoindre un programme de suivi et de dresser un bilan des actions engagées pour en vérifier la pertinence [Piégay *et al.*, 2005, Landon, 2007, Rollet, 2007]. Cependant, la mise en évidence de certains aspects du fonctionnement des systèmes fluviaux (complexité des interactions et des réponses, multiplicité et superposition des facteurs de contrôle, diversité des enjeux opérationnels, interactions entre les compartiments de l'hydrosystème, non-linéarité des phénomènes et effets de seuil...) rend souvent difficile le transfert de cette connaissance vers le monde de la gestion. Cette difficulté est également renforcée par un dialogue qui se noue parfois difficilement entre scientifiques, bureaux d'études et gestionnaires.

La mobilité du système fluvial est à l'origine de nombreuses questions de gestion des cours d'eau. Pour répondre à ces questionnements opérationnels, il existe traditionnellement deux approches possibles, que l'on distingue généralement : l'approche « hydraulique » et l'approche « géomorphologique ». Cette dernière a été largement utilisée pour analyser les systèmes fluviaux, aussi bien en France (par exemple sur le Rhône [Bravard, 1985, Salvador, 1991, Arnaud-Fassetta, 1998], sur l'Arve [Peiry, 1988], sur le Buëch [Gautier, 1992]) qu'à l'étranger [Sear *et al.*, 1998, Brierley et Fryirs, 2005, Petts et Gurnell, 2005]. D'autre part certains travaux ont une approche plus axée sur l'hydraulique et la modélisation (par exemple [De Linares, 2007, El Kadi Abderrezzak, 2008]). Les approches des ingénieurs et des géomorphologues sont souvent présentées comme antithétiques pour l'étude des systèmes fluviaux, ou du moins sont-elles restées longtemps hermétiques l'une à l'autre. Cela peut sembler vrai du fait que, historiquement, la formation, les outils, les échelles traitées... sont en partie différents (cf. fig.1.8). Cependant, dans la pratique, la frontière est floue [Thorne, 1997]. En effet, des géomorphologues utilisent des modèles [Piégay *et al.*, 2005], et des ingénieurs ont une véritable approche spatiale des problématiques [Couvert *et al.*, 2008c, Bourdin et Stroffek, 2011]. Récemment, la géomorphologie fluviale profite ainsi de ses nouvelles interactions avec l'ingénierie de rivière [Lefort, 1991, Couvert *et al.*, 1999, Gilvear, 1999, Wyzga, 2001] et du développement de nouvelles méthodes techniques et analytiques pour développer des applications en termes de gestion des cours d'eau, de restauration du paysage, d'études sur les risques naturels et la géoarchéologie [Thorndycraft *et al.*, 2008]. De nombreux travaux utilisent la complémentarité des approches hydraulique et géomorphologique en France [Couvert *et al.*, 1999, Belleudy, 2001, Allain Jegou, 2002, Sogreah *et al.*, 2003, Jodeau, 2007, Rollet, 2007, Sogreah, 2008a, Couvert *et al.*, 2008b, Malavoi *et al.*, 2011] comme à l'étranger [Montgomery, 2003, Montgomery, 2006, Tal et Paola, 2007]. Le caractère

transversal de l'hydromorphologie fluviale est donc depuis longtemps un état de fait, dans le sens où cette approche a toujours eu pour objectif de produire des outils de gestion pour les systèmes fluviaux [Sear *et al.*, 2003]. Si la nécessité de combiner les différentes approches, les différents outils disponibles dans différentes disciplines est de plus en plus reconnue [Couvert *et al.*, 2008c, Malavoi *et al.*, 2011], elle est encore parfois « sous-exploitée » pour aborder les questions de la dynamique et de la gestion des sédiments en rivière.

Afin de répondre aux attentes opérationnelles des gestionnaires il faut, sur le plan scientifique, progresser sur la compréhension et la quantification des processus et, sur le volet appliqué, améliorer le transfert et l'adaptation de ces connaissances. En effet, les gestionnaires n'ont souvent pas accès à la littérature scientifique (manque de temps, de média de transmission...) et ils éprouvent une difficulté à transposer sur leur terrain des observations faites dans des contextes variables. En retour, les travaux universitaires ont parfois tardé à intégrer les enjeux concrets liés à la gestion des systèmes fluviaux dans leurs analyses. Il est donc essentiel, pour que les travaux de recherche puissent proposer effectivement des solutions concrètes de gestion des systèmes étudiés, qu'il y ait une forte co-implication des acteurs scientifiques et gestionnaires, mais surtout, que le dialogue soit constant dans l'élaboration des objectifs et le rendu des conclusions. Ainsi les collaborations entre ces acteurs, lorsqu'elles s'inscrivent dans le temps, se traduisent par une gestion renouvelée du cours d'eau [Malavoi *et al.*, 1998, Piégay et Stroffek, 2000, Allain Jegou, 2002, Landon, 2007, Couvert *et al.*, 2008c, Pont *et al.*, 2009].

Un des positionnement fort de cette thèse est de miser sur la complémentarité des approches en partant du principe que cela offre une gamme plus large d'outils et de réflexions pour répondre aux questions posées. Elle revendique donc explicitement un objectif opérationnel et vise à synthétiser les connaissances actuelles, les compléter par de nouvelles connaissances (issues d'observations, de mesures et/ou de modèles adaptés au site), et évaluer à partir des deux points précédents la stratégie et les modalités concrètes de gestion du système.

Les questions scientifiques traitées sont intimement liées aux questions posées par les gestionnaires, car identifiées dans une démarche ascendante de reformulation scientifique d'un questionnement opérationnel par co-construction des axes de recherche (ce qui explique en partie le caractère composite des thèmes abordés).

1.3.2 Questions opérationnelles

1.3.2.1 État des connaissances actuelles du fonctionnement de la Durance et caractère innovant du Contrat de Rivière du Val de Durance

Depuis une trentaine d'années le fonctionnement hydromorphologique de la Durance a fait l'objet de nombreux travaux (thèses [Juramy et Monfort, 1986, Miramont *et al.*, 1998], étude PIREN-Durance [Nancy, 1990], étude Sogreah [Sogreah *et al.*, 2001]). Nous avons ainsi une relativement bonne connaissance du fonctionnement hydromorphologique du système

durancien entre le barrage de Serre-Ponçon et la confluence avec le Rhône, aussi bien à l'échelle de temps historique, que pour le fonctionnement postérieur aux aménagements et en prospective sur les moyen et long termes. Miramont *et al.* [Miramont *et al.*, 1998] ont mis en évidence une alternance de phases de forte activité morphodynamique et d'accalmie entre le XIV^e et le XX^e siècles sur la moyenne Durance en réponse aux conditions climatiques et d'occupation des sols dans le bassin versant. Un certain nombre de réponses ont également déjà été apportées en ce qui concerne le fonctionnement à long terme de la Durance, l'impact des aménagements hydro-électriques. . . Ces connaissances sur le fonctionnement passé, actuel et prospectif de la Durance ont permis et conduit à l'élaboration du Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert *et al.*, 2008c].

Ce contrat, comme tout contrat de rivière, est un instrument d'intervention à l'échelle du bassin versant ; dans le cas de la Durance, le contrat de rivière se concentre sur l'hydrosystème constitué par la Durance et sa plaine alluviale, les affluents étant considérés comme des entrées du système. Comme lors de l'élaboration d'un SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux), des objectifs de qualité des eaux, de valorisation du milieu aquatique et de gestion équilibrée des ressources en eau ont été définis afin d'adopter un programme d'intervention multithématique sur 5 ans (travaux ou études nécessaires pour atteindre ces objectifs, désignation des maîtres d'ouvrage, du mode de financement, des échéances des travaux. . .). Les objectifs du contrat de rivière n'ont pas de portée juridique, mais constituent un engagement contractuel entre les signataires (pour la Durance : les départements des Alpes-de-Haute-Provence, des Hautes-Alpes, des Bouches-du-Rhône, de Vaucluse, la Région Provence-Alpes-Côte-d'Azur, l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, le Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance (SMAVD) et EDF [SMAVD, 2008]). À l'instar de tout autre contrat de rivière, le Contrat de Rivière du Val de Durance présente des engagements répartis classiquement en trois volets A, B et C qui concernent respectivement :

- volet A : la qualité des eaux (assainissement des eaux résiduelles urbaines et rurales, dépollution à la source des rejets ponctuels ou diffus) ;
- volet B : les milieux physiques ;
- volet C : la communication, la sensibilisation et l'animation autour du contrat de rivière.

Le volet B, en particulier, se décompose initialement en trois sous-volets qui concernent la gestion :

- volet B1 : des milieux naturels ;
- volet B2 : des inondations ;
- volet B3 : de la ressource en eau.

Mais l'innovation du Contrat de Rivière du Val de Durance réside dans l'intégration de la composante morphologique dans la démarche du contrat de rivière, *via* l'invention du volet B0 qui vise à « place[r] la restauration de la dynamique fluviale de la Durance au cœur de son dispositif » [Couvert *et al.*, 2008b]. Il s'agit des actions de restauration du milieu physique (restauration du transit des graviers, correction des débits insuffisants à

l'aval des barrages, lutte contre l'enlèvement du lit dans le cas de la Durance), qui « ont pour ambition de contribuer à la fois à la restauration de la qualité des milieux naturels (volet B1), à un meilleur écoulement des crues (volet B2) et une protection de la ressource en eau (volet B3) » [Couvert *et al.*, 2008b].

Le diagnostic, établi par le Contrat de Rivière du Val de Durance, synthétise les études précédemment réalisées sur le fonctionnement hydromorphologique de la Durance [Sogreah, 1993, Lefort, 1994, Koulinski et Lefort, 1995, Sogreah *et al.*, 2001, Lefort, 2005] et décrit le fonctionnement morphologique actuel par segments [Couvert *et al.*, 2008b] (cf. fig.1.22) :

- à l'amont de Sisteron, la Durance est incapable d'assurer la mobilité de son lit et de reprendre les apports des affluents ;
- au niveau de Sisteron, l'effet conjugué de la réduction des débits et la gestion des retenues conduit à un engravement des confluences ;
- entre l'Escale et Cadarache, les débits reprennent difficilement les apports de la Bléone et de l'Asse, qui contribuent au réalluvionnement du lit ;
- à l'amont de Pertuis, les apports de la moyenne Durance ne parviennent pas encore : les traces des extractions massives sont encore prédominantes (lit enfoncé de 3 à 5 m, seuils...) ;
- entre Pertuis et Mallemort, la reprise d'activité du lit se fait aux dépens des matériaux du lit et des berges, avec ainsi une tendance à l'abaissement du lit ;
- à l'aval de Mallemort, la reprise d'activité du lit, soutenue par les restitutions de débits conduites par EDF à Mallemort, se fait aux dépens des matériaux du lit et des berges, avec ainsi une tendance à l'abaissement du lit ;
- au droit d'Avignon, les anciennes souilles d'extraction connaissent un alluvionnement rapide de sables et limons qui tendent à réduire la capacité d'évacuation des crues.

1.3.2.2 Stratégies de gestion du système durancien et questions opérationnelles

D'un point de vue opérationnel, la stratégie de gestion relative aux sédiments grossiers mise en place dans le cadre du Contrat de Rivière [Couvert *et al.*, 2008c] insiste sur les questions suivantes.

Premièrement, en termes de gestion des flux sédimentaires grossiers, la gestion de l'engravement lié aux apports des affluents en moyenne Durance rend nécessaire une meilleure connaissance des affluents en termes d'apports de matériaux grossiers en Durance : la question avait d'ailleurs déjà été soulevée par Lefort [Lefort, 2005]. D'autre part le déficit sédimentaire grossier à l'aval pourrait à terme menacer la nappe alluviale durancienne, qui constitue la ressource en eau stratégique du Nord-Ouest de la Provence [Couvert *et al.*, 2008b]. Une stratégie de gestion globale des sédiments grossiers a donc été élaborée. Celle-ci vise à rétablir un transit amont-aval des sédiments grossiers [Couvert *et al.*, 2008c]. Or le transfert des graviers d'amont vers l'aval, fortement réduit par « les dérivations vers le canal industriel » [Couvert *et al.*, 2008b], est rendu encore plus complexe par la présence de barrages. Les ouvrages sont donc rendus transparents du point de vue du transit des graviers

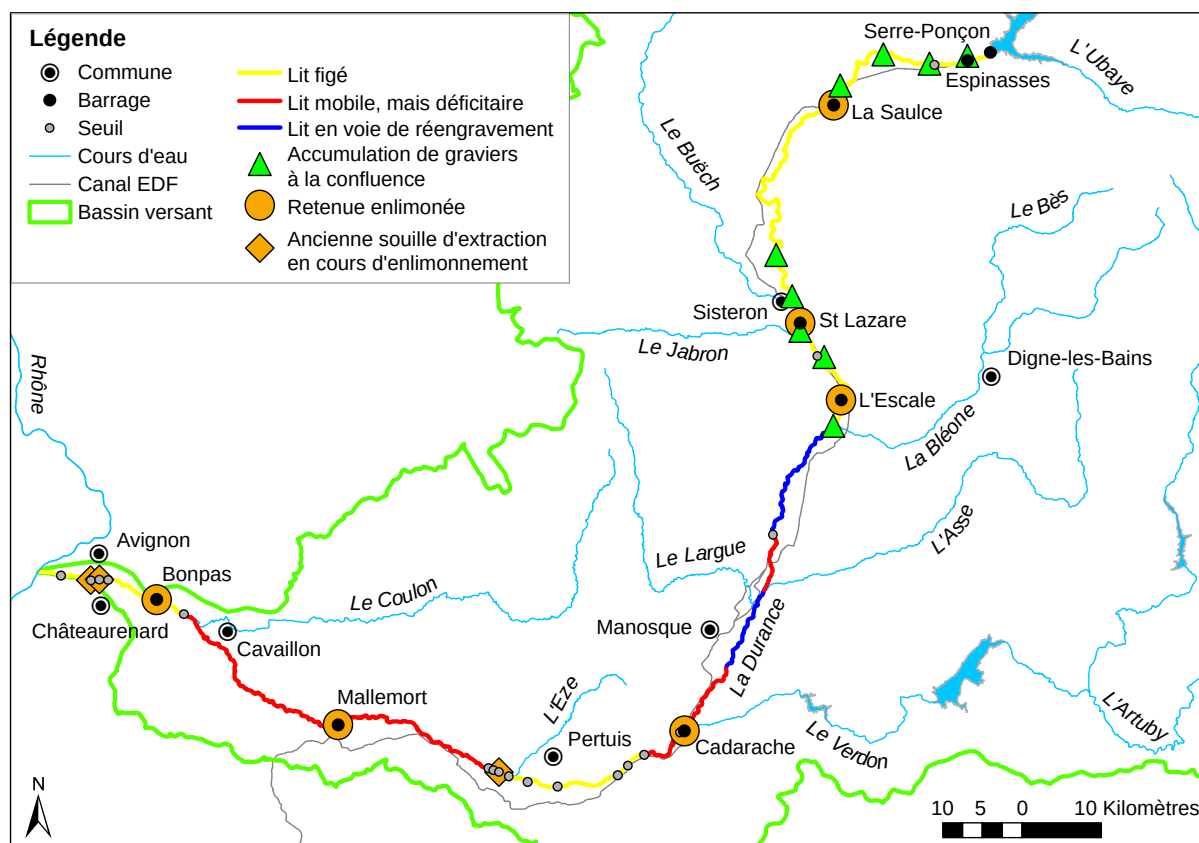


Figure 1.22 : Fonctionnement morphologique de la Durance, d'après le Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert *et al.*, 2008b].

(barrages de Cadarache et de Mallemort). Mais pour optimiser son système d'exploitation suite à ces nouvelles contraintes de gestion, EDF doit évaluer de manière la plus précise possible à partir de quel débit s'amorce le transport des matériaux grossiers en Durance.

Deuxièmement, en termes de gestion du risque inondation, l'aménagement de la plaine inondable, qui s'ajoute à l'urbanisation diffuse de la plaine durancienne, a rendu ces zones beaucoup plus sensibles aux inondations [Couvert *et al.*, 2008b]. En outre, suite aux aménagements hydro-électriques, « la suppression des crues ordinaires a favorisé le développement de la végétation dans le lit » et une importante sédimentation fine sur les marges du lit actif [Couvert *et al.*, 2008b]. Cette évolution se traduit par une diminution des capacités d'écoulement en crue. Elle est actuellement gérée par EDF par le biais d'essartements. Pour lutter contre la perte de mobilité latérale en basse Durance, le contrat de rivière suggère de favoriser une redynamisation du lit grâce à une modification de la gestion des débits en Durance [Couvert *et al.*, 2008b].

Il convient donc de caractériser l'évolution de la section d'écoulement (et donc l'évolution latérale et verticale du lit), en lien avec le régime hydrologique, afin de confirmer les clefs de gestion proposées dans le contrat de rivière. Cette mobilité latérale présente également un enjeu en termes de recharge sédimentaire. En effet l'érosion de stocks sédimentaires représente une source potentielle de recharge des tronçons déficitaires en matériaux grossiers, mais ce potentiel nécessite d'être caractérisé.

Troisièmement, une question spécifique concerne la gestion des restitutions à l'aval du barrage de Mallemort. En effet le canal EDF achemine de l'eau (chargée en matières en suspension, mais sans matériaux grossiers) depuis la Durance jusque dans l'étang de Berre (cf. figures 1.21 et 1.12). Avant 2006, les rejets dans l'étang de Berre étaient en moyenne de 720 000 t/an, pour des volumes d'eau déversés pouvant atteindre 3 à 4.10^9 m³/an [Couvert *et al.*, 2008b]. Les apports massifs d'eau douce et de limons ont perturbé profondément cet écosystème [Couvert *et al.*, 2008b]. Dans le cadre du plan de reconquête de l'étang de Berre, qui vise à réduire les rejets de matières en suspension (MES), mais aussi d'eau douce dans l'étang, la cour européenne de Justice a prévu depuis 2006 de limiter à 60 000 t/an les rejets de MES provenant du canal EDF et à $1,2.10^9$ m³/an les rejets d'eau douce [Gouze *et al.*, 2008, Couvert *et al.*, 2008b]. Ainsi, EDF restitue une partie de l'eau prélevée en amont (au niveau de Serre-Ponçon) au niveau de Mallemort (cf. fig.1.21), ce qui modifie les débits liquides circulant en Durance depuis 1994 [Lefort et Chapuis, 2012], avec une nette augmentation des volumes liquides (et de MES) rejetés en Durance depuis 2005 [Gouze *et al.*, 2008]. Ces restitutions d'eau « claire » vis-à-vis de la charge grossière, mais relativement chargées en MES (pouvant aller jusqu'à 6,3 g/ℓ en 2006) posent des questions en termes de gestion du système durancien [Couvert *et al.*, 2008b]. D'une part le rejet de MES pourrait induire un colmatage du lit à l'aval des restitutions, avec des conséquences sur la qualité des habitats aquatiques. D'autre part, ces restitutions ont lieu à des débits proches du seuil de mise en mouvement (jusqu'à 250 m³/s). La question de l'incidence de ces restitutions sur la remobilisation de la charge de fond fait donc l'objet de nombreuses interrogations, notamment en ce qui concerne leur caractère morphogène.

1.3.3 Questions scientifiques

En considérant les différentes échelles spatiales (et donc temporelles) en jeu, les questions de gestion concernant la mobilité sédimentaire dans le système durancien peuvent être reliées à des questions scientifiques. Ces questions portent d'une part sur la mobilité des particules, et d'autre part sur la mobilité des formes.

Nous considérons ici différents niveaux de mobilité des matériaux sédimentaires grossiers en rivière, qui correspondent à différentes échelles d'étude :

- le **débit de début d'entraînement** ou débit-seuil de mise en mouvement (que nous noterons Q_c) correspond à la mise en mouvement de la particule ;
- le **débit morphogène** correspond à la mobilité de la forme ;
- le **débit dominant** est le débit le plus efficace en termes de quantité de matériaux transportés.

Nous opposons également les termes de **début de transport**, qui correspond à la mise en mouvement de quelques particules sédimentaires à la surface du lit, au **transport généralisé**, qui correspond à la mobilisation d'une quantité importante de particules, sans distinction de taille, et sur une certaine épaisseur : à la différence du début du transport, et

sous réserve d'une disponibilité suffisante en matériaux mobilisables, le transport généralisé est forcément morphogène.

En ce qui concerne les processus qui régissent la mobilité des particules sédimentaires en Durance, il s'agit de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les modalités (seuil de mise en mouvement, variabilité spatiale) de la mobilité intra-forme des particules ? *i.e.* quand et comment les particules se déplacent-elles au sein d'un banc ?
- Quelles sont les modalités de la mobilité inter-forme des particules ? *i.e.* comment une particule se déplace-t-elle de macroforme en macroforme (de banc en banc, de berge amont en banc aval. . .) ?
- Quelles sont les modalités de la mobilité des particules à l'échelle du réseau ? *i.e.* lorsque l'on considère une large échelle spatiale, comment sont régis les transferts sédimentaires ? Cette question renvoie aux transferts longitudinaux des particules sédimentaires.

En ce qui concerne la mobilité des formes fluviales, nous avons identifié les questions suivantes :

- Quelle est la variabilité spatiale et temporelle de la dynamique de ces formes ?
- Quels sont les paramètres de contrôle de la mobilité des formes fluviales ? Quelles sont leurs influences respectives ?

L'objectif est ici d'aborder ces questions d'une part par une approche quantifiée, et d'autre part en intégrant différentes échelles spatiales et temporelles [Rice *et al.*, 2009]. L'étude de cas que constitue ce travail doit ainsi permettre d'apporter des éléments clefs de compréhension du système durancien, en dégagant un schéma global de fonctionnement (cf. fig.1.23).



Figure 1.23 : Synthèse des questionnements scientifiques et opérationnels abordés dans le cadre de ce travail sur la mobilité des sédiments grossiers en Durance.

1.3.4 Organisation générale du manuscrit

Ce travail s'intéresse à la mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans le cas du système durancien. Pour cela, nous considérons deux objets différents, la particule et la forme sédimentaire. Le premier objet, la particule, correspond à une approche « granulaire » de la mobilité sédimentaire. Le deuxième objet, la forme, correspond à une approche « morphologique » de la mobilité. Le présent manuscrit adopte une logique spatiale pour aborder la mobilité de ces deux objets, et utilise pour cela la sectorisation du système fluvial décrite par Frissell *et al.* [Frissell *et al.*, 1986] (cf. parag.1.2). Outre cette introduction (cf. chap.1) et la conclusion (cf. chap.4), le manuscrit est donc divisé en deux chapitres (cf. fig.1.24) :

- dans le 1^{er} chapitre (cf. chap.2), nous nous intéressons à la mobilité « superficielle » de la particule sédimentaire : tout d'abord à l'échelle locale par l'étude du seuil de mise en mouvement des particules (cf. parag.2.2), puis des modalités de la mobilité des particules au sein du banc (cf. parag.2.3), enfin au sein du réseau hydrographique (cf. parag.2.4) ;
- dans le 2^e chapitre (cf. chap.3), nous nous intéressons à la mobilité des macroformes sédimentaires. Dans un premier temps nous nous plaçons à l'échelle du réseau hydrographique (140 km) pour étudier l'ampleur de la mobilité latérale et analyser la variabilité spatiale et temporelle de la mobilité latérale à moyen terme (15 ans) (cf. parag.3.2). Dans un deuxième temps, à l'échelle de deux tronçons identifiés comme dynamiques, nous nous intéressons aux facteurs de contrôle de la mobilité des formes fluviales. Ainsi nous avons étudié l'influence de l'hydrologie, des apports sédimentaires amont et de la géométrie de la sinuosité sur la mobilité latérale du chenal (cf. parag.3.3). Enfin, dans une optique de gestion des flux sédimentaires, nous étudions l'impact de cette mobilité latérale sur les volumes de sédiments mis en jeu et les flux associés, ainsi que le potentiel de recharge en sédiments grossiers du système *via* l'érosion de berge (cf. parag.3.4).

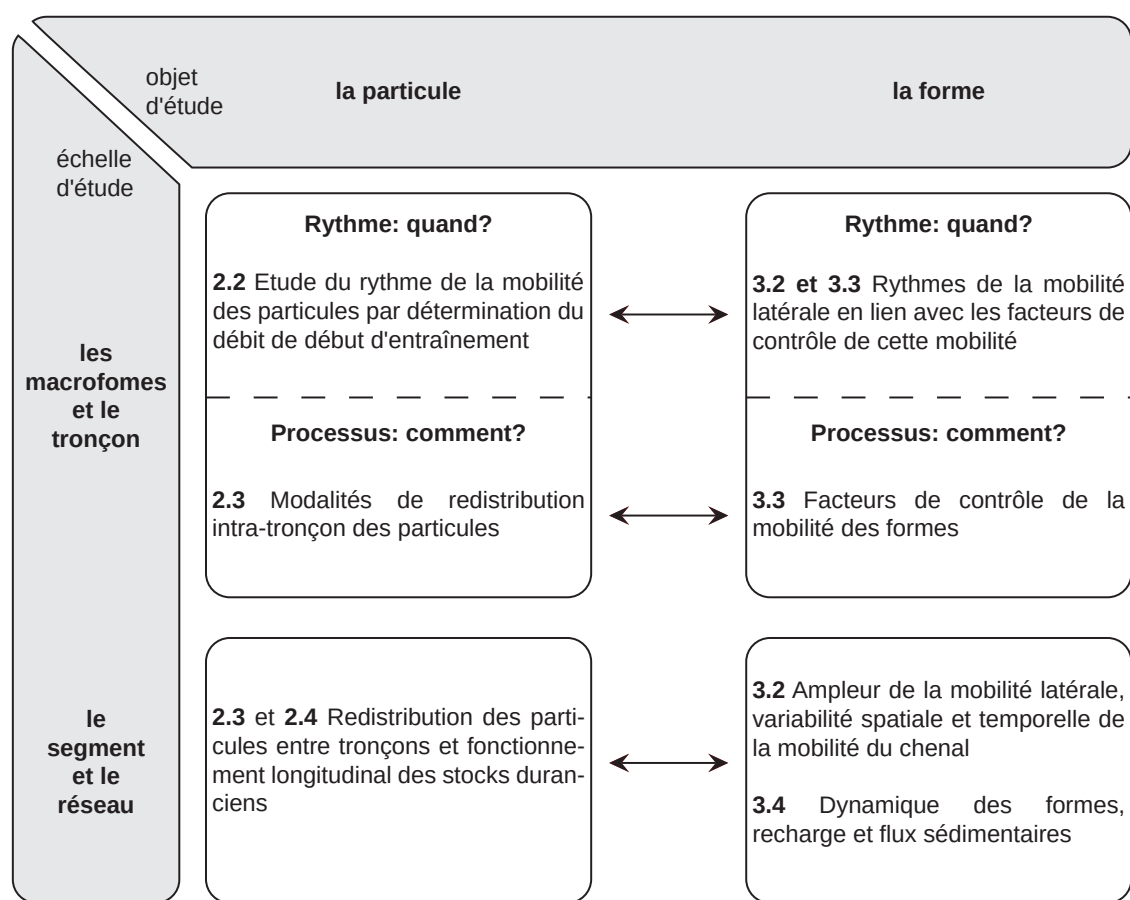


Figure 1.24 : Organisation générale du manuscrit.

Chapitre 2

Étude des modalités de la mobilité des particules

Comprendre la mobilité d'un système fluvial nécessite de caractériser conjointement la mobilité des formes et des particules. Cette partie porte sur la mobilité des particules. Il s'agit notamment de caractériser d'une part le rythme et les modalités de mise en mouvement des particules à l'échelle de la forme, et d'autre part les modalités de transit de ces particules à l'échelle du réseau hydrographique.

Sommaire du chapitre 2

2.1	Introduction	52
2.2	Seuil de mise en mouvement des particules	53
2.2.1	Synthèse bibliographique et objectifs	53
2.2.1.1	Facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire	53
2.2.1.2	Objectifs	60
2.2.2	Sites d'étude et méthodes	61
2.2.2.1	Fonctionnement hydrologique du tronçon d'étude	61
2.2.2.2	Sites d'étude	62
2.2.2.3	Mise en place et suivi de placettes peintes	63
2.2.2.4	Granulométrie des matériaux en place	68
2.2.2.5	Suivi topographique et contraintes de cisaillement au fond	68
2.2.2.6	Variabilité intra-banc du début d'entraînement	70
2.2.3	Résultats	71
2.2.3.1	Détermination du Q_c par placettes peintes	71
2.2.3.2	Détermination du paramètre de Shields critique	72
2.2.3.3	Variabilité spatiale du seuil de mise en mouvement	74
2.2.4	Discussion	75
2.2.4.1	Détermination du Q_c en basse Durance	75
2.2.4.2	Paramètre de Shields critique et mobilité du système durancien	76
2.2.4.3	Gamme de validité des résultats obtenus	76
2.2.4.4	Fréquence de la mobilité et gestion	77
2.2.4.5	Perspectives	78
2.3	Mobilité des particules à l'échelle de la forme	82
2.3.1	Synthèse bibliographique et objectifs	82
2.3.1.1	La variabilité spatiale de la mobilité <i>in situ</i>	82
2.3.1.2	Traçage sédimentaire	84
2.3.1.3	Objectifs	86
2.3.2	Site d'étude et méthodes	87
2.3.2.1	Site d'étude	87
2.3.2.2	Suivi des particules par traçage RFID	89
2.3.2.3	Suivi topographique de la zone d'étude	92
2.3.2.4	Hydrologie et début du transport	93
2.3.2.5	Modélisation hydraulique 3D de la zone d'étude	94
2.3.3	Résultats	96
2.3.3.1	Taux de retour des traceurs	96
2.3.3.2	Contrainte de cisaillement au fond et mobilité des traceurs	97

2.3.3.3	Distances de transport des traceurs	98
2.3.3.4	Trajectoires des traceurs	102
2.3.3.5	Évolution topographique et mobilité des particules	103
2.3.4	Discussion	105
2.3.4.1	Facteurs de contrôle de la mobilité	105
2.3.4.2	Mobilité des particules dans un système seuil-mouille . .	107
2.3.4.3	Apports et limites méthodologiques	109
2.3.4.4	Perspectives opérationnelles	113
2.4	Mobilité des particules à l'échelle du réseau	115
2.4.1	Synthèse bibliographique et objectifs	115
2.4.1.1	Mécanismes d'érosion mécanique liés au transport	115
2.4.1.2	Confluences et intégration des apports des affluents . . .	116
2.4.1.3	Contexte géomorphologique et géologique	117
2.4.1.4	Objectifs	121
2.4.2	Sites d'étude et méthodes	121
2.4.2.1	Sites d'étude	121
2.4.2.2	Méthodologie	121
2.4.3	Résultats	123
2.4.3.1	Évolution longitudinale de la granulométrie	123
2.4.3.2	Évolution longitudinale de la lithologie	128
2.4.3.3	Évolution longitudinale de la forme	128
2.4.3.4	Application d'un modèle d'abrasion des particules	129
2.4.4	Discussion	130
2.4.4.1	Mobilité des particules provenant des affluents	130
2.4.4.2	Fonctionnement longitudinal des stocks duranciens	132
2.5	Conclusion	135
2.5.1	Mécanismes généraux du transport sédimentaire	135
2.5.2	Questionnements opérationnels	140
2.5.3	Perspectives	141

2.1 Introduction

L'eau qui transite dans le système fluvial possède une certaine énergie (cf. parag. 1.1.2.2), dissipée sous différentes formes, en particulier *via* le transport des matériaux du fond du lit.

Ce transport est fondamental notamment en termes de gestion sédimentaire, car c'est lui qui contrôle une grande partie de l'évolution et de l'ajustement du système.

L'objet d'étude de ce chapitre est la particule sédimentaire. Nous nous intéressons ici à la mobilité « superficielle » de la particule sédimentaire, dans le sens où nous n'intégrons pas une dimension verticale, qui sera traitée dans le chapitre 3.

Cette mobilité est abordée selon deux angles différents : le processus de mise en mouvement des particules d'une part, et le transit des particules au sein du réseau hydrographique d'autre part.

En ce qui concerne le processus de mise en mouvement, deux objectifs sont visés. Premièrement, à l'échelle locale, nous quantifions le seuil de mise en mouvement des particules (cf. parag. 2.2) : il s'agit d'un paramètre clef pour caractériser la mobilité des particules sédimentaires, puisqu'il permet de déterminer la fréquence du transport solide grossier. Ceci doit permettre de répondre à des questions opérationnelles de gestion du transit sédimentaire en Durance, notamment en ce qui concerne la gestion des ouvrages EDF en Durance (cf. parag. 2.2.1.2). Deuxièmement, nous étudions les modalités de la mobilité des particules au sein du banc (cf. parag. 2.3) : il est essentiel d'intégrer l'environnement lié à la présence d'une forme fluviale pour étudier la mobilité d'une particule sédimentaire, car la forme fluviale engendre une variabilité spatiale des conditions de mobilité de la particule (cf. parag. 2.3.1.3). La meilleure compréhension des processus en jeu (conditions de départ des particules, de leurs trajectoires et des distances de transport) doit également permettre, à terme, de mieux expliquer la mobilité des macroformes sédimentaires (cf. chap. 3).

Concernant le transit au sein du réseau hydrographique, nous étudions les modalités de la mobilité des particules au sein du réseau (cf. parag. 2.4) : ceci doit nous permettre de déterminer dans quelle mesure les matériaux apportés par les affluents participent au transport sédimentaire grossier de la Durance jusqu'au Rhône, et d'en déduire, d'un point de vue opérationnel, s'il est pertinent de tenter de rétablir la continuité du transit sédimentaire grossier entre la moyenne et la basse Durance (cf. parag. 2.4.1.4).

2.2 Étude du seuil de mise en mouvement des particules

2.2.1 Synthèse bibliographique et objectifs

2.2.1.1 Les facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire à l'échelle de la particule

Bilan des forces s'exerçant sur une particule sédimentaire

Les particules constituant le fond du lit et immergées dans un fluide en écoulement sont positionnées dans un repère qui intègre *a minima* une dimension horizontale et une dimension verticale. Elles sont ainsi soumises à l'action de la gravité (liée à la masse de la particule), à la poussée d'Archimède (liée à la masse volumique du fluide et au volume de la particule), et à une force de portance (liée à la vitesse d'écoulement du fluide et à sa masse volumique). Le fluide étant visqueux et en mouvement, la particule est enfin soumise à des forces d'entraînement et de frottements [Knighton, 1998] (cf. fig.2.1).

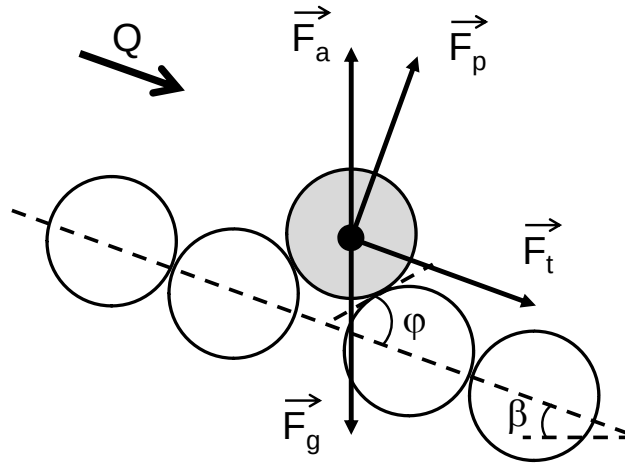


Figure 2.1 : Bilan des forces s'exerçant sur une particule au sein d'un écoulement (d'après [Degoutte, 2006, Lamb *et al.*, 2008]). F_g , F_a , F_p et F_t correspondent respectivement à la gravité, la poussée d'Archimède, la portance et la traînée. Q est la direction de l'écoulement. β est l'angle du fond avec l'horizontale et ϕ l'angle de repos (ou angle de frottement interne) des matériaux.

Seuil de mise en mouvement d'une particule

In situ, le débit correspond à un des indicateurs les plus utilisés pour caractériser la contrainte que l'écoulement exerce sur la particule. L'établissement d'une relation entre hydrogramme liquide et transport sédimentaire permet donc d'identifier un débit-seuil (ou débit de début d'entraînement Q_c) à partir duquel il y a mouvement des particules. En revanche à l'échelle de la particule, c'est surtout la notion de **contrainte tractrice** (ou **contrainte de cisaillement au fond**, *bed shear stress*) qui a un sens physique en termes de mise en mouvement de la particule sédimentaire. En effet, au-delà d'un certain seuil, lorsque les forces

d'entraînement deviennent supérieures aux forces de frottement (cf. fig.2.1), la particule sédimentaire se met en mouvement : la contrainte de cisaillement au fond dépasse une valeur critique (*critical bed shear stress*, cf. encadré n° 1).

Classiquement le **paramètre de Shields** τ^* est défini comme la contrainte de cisaillement, rendue adimensionnelle. Le **paramètre de Shields critique** τ_c^* , déterminé expérimentalement par Shields [Shields, 1936], est uniquement fonction des caractéristiques morphologiques du grain. Il correspond à la contrainte adimensionnelle minimale nécessaire pour amorcer le mouvement de grains sur un lit composé de particules non cohésives [Parker, 2004]. Lorsqu'on se place sur une berge (ou plus généralement sur un fond non plat), outre la pente générale du fond du lit (parallèle à la direction de l'écoulement), il faut tenir compte de la pente locale du lit dans le calcul de la contrainte de cisaillement τ_b exercée par l'écoulement sur un fond incliné par rapport à l'horizontale d'un angle α .

Encadré n° 1 : Critère de mise en mouvement

En considérant un écoulement permanent uniforme, on note τ la force de frottement par unité de surface exercée par l'écoulement sur la paroi du chenal : $dF = \tau.dS$ [Degoutte, 2006]. τ correspond donc à la contrainte de cisaillement au fond (par abus de langage « force tractrice »).

$$\begin{aligned} \text{force d'entraînement} &> \text{force de frottement} \\ &\Leftrightarrow \\ \text{contrainte réelle au fond} &> \text{contrainte de cisaillement critique} \\ &\Leftrightarrow \\ \tau &> \tau_c \end{aligned}$$

Pour un écoulement uniforme et permanent sur fond plat, la contrainte critique τ_c est telle que [Degoutte, 2006] :

$$\begin{aligned} \text{force d'entraînement} + \text{composante tangentielle du poids} &= \text{force de frottement} \\ &\Leftrightarrow \\ F_e + P_t &= F_f \end{aligned}$$

Avec :

- force d'entraînement F_e de la forme : $F_e = \tau_c.B.D^2$;
- force de frottement F_f de la forme : $F_f = (\gamma_s \cdot \cos \beta - \gamma).A.D^3 \cdot \tan \phi$;
- composante tangentielle du poids : $P_t = A.\gamma_s.D^3 \cdot \sin \beta$;

où :

- A, B : coefficients de forme du matériau [adim.] ;
- D : diamètre de la particule [m] = diamètre de la sphère de même volume que le grain réel ;
- $\tan \phi$: coefficient de frottements [adim.], ϕ : angle de repos ou encore angle de frottement interne des matériaux (coefficient de frottement grain sur grain mesuré sous l'eau, grains supposés sans cohésion) ;

- γ_s, γ : poids volumiques du matériau et de l'eau [N.m^{-3}];
- τ : contrainte tractrice définie par la relation 2.1 [N.m^{-2}], avec R_h : rayon hydraulique et I : pente générale du fond du lit;
- β : angle du fond avec l'horizontale, $I = \tan \beta$.

$$\tau = \gamma R_h I \quad (2.1)$$

Pour β petit, on obtient la relation 2.2.

$$F_e = F_f - P_t \Leftrightarrow \tau_c = D(\gamma_s - \gamma) \frac{A}{B} \tan \phi \quad (2.2)$$

avec τ_c la contrainte tractrice critique (*critical shear stress*), soit encore sous forme adimensionnelle la relation 2.3.

$$\frac{\tau_c}{(\gamma_s - \gamma)D} = \frac{A}{B} \tan \phi = \tau_c^* \quad (2.3)$$

où τ^* est le paramètre adimensionnel de Shields (τ_c^* valeur critique), fonction des caractéristiques du grain. Avec $S = \gamma_s/\gamma$ on obtient $\tau^* = f(\tau)$. Or $\tau = \gamma R_h I$ (cf. éq.2.1) d'où la relation 2.4.

$$\tau^* = \frac{R_h I}{(S - 1)D} \quad (2.4)$$

Lorsqu'on se place sur une berge, il faut intégrer la composante normale du poids lors de l'analyse des forces s'exerçant sur la particule sédimentaire. En prenant en compte l'angle α de la pente locale, on obtient τ_{bc} la contrainte de cisaillement critique pour un fond incliné par rapport à l'horizontale (cf. éq.2.5).

$$\tau_{bc} = \tau_c \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \alpha}{\sin^2 \phi}} \quad (2.5)$$

Pour une granulométrie uniforme, Shields [Shields, 1936] a montré expérimentalement qu'il existe une relation entre la contrainte de cisaillement au fond et le nombre de Reynolds du grain (R^* , cf. encadré n° 2). Plusieurs auteurs [Brownlie, 1981, Parker *et al.*, 2003b] (*in* [Parker, 2004]) ont ensuite repris les travaux de Shields [Shields, 1936] et ont modifié la relation expérimentale établie par ce dernier. Il ressort que lorsque l'écoulement est suffisamment turbulent, τ_c^* tend vers la valeur 0,03 en granulométrie uniforme [Parker, 2004] (cf. fig.2.2).

Encadré n° 2 : Relation entre la contrainte de cisaillement au fond τ , le paramètre de Shields τ^* , la vitesse de frottement près du fond u^* , le nombre de Reynolds de grain R^* et le diamètre caractéristique d^* en granulométrie uniforme

Notons u^* la vitesse de frottement près du fond (cf. éq.2.6). Elle est définie dans la relation 2.7 par analogie avec le nombre de Reynolds de l'écoulement $R_e = \frac{uD_h}{\nu}$, où $D_h = 4R_h$ est le diamètre hydraulique, et ν la viscosité cinématique de l'eau.

$$u^* = \sqrt{gR_h I} \quad (2.6)$$

$$R^* = \frac{u^* D}{\nu} = \frac{\sqrt{(S-1)gD} D}{\nu} \quad (2.7)$$

Dans la mesure où R^* est fonction de u^* , nous pouvons donc en déduire la relation entre τ et u^* [Thual, 2010, Degoutte, 2006].

La contrainte de cisaillement au fond τ ([N.m⁻²] ou [Pa]) est de la forme (cf. éq.2.8) :

$$\tau = \rho g R_h I = \gamma R_h I = \rho u_*^2 \quad (2.8)$$

où :

- γ : poids volumique de l'eau, $\gamma = \rho g$ [N.m⁻³] avec ρ : masse volumique ;
- g : accélération de la pesanteur [m.s⁻²] ;
- R_h : rayon hydraulique [m] ; $R_h \simeq h$ (canal rectangulaire de grande largeur) ;
- I : pente d'énergie = pente de la ligne d'eau [m.m⁻¹].

Yalin [Yalin, 1972] a repris les travaux de Shields et a exprimé τ^* en fonction de d^* plutôt qu'en fonction de R^* , avec la relation 2.9 dépendant essentiellement du diamètre en conditions naturelles (rapport $S = \frac{\gamma_s}{\gamma} = 2,6$ en général, et ν constant à température constante).

$$d^* = D \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{g}{\nu^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.9)$$

D'un point de vue physique, intégrer l'environnement immédiat de la particule est difficile à comprendre et à modéliser [Turowski *et al.*, 2011], car si l'on intègre l'environnement de la particule en situation naturelle, il faut considérer que les veines fluides qui agissent sur cette particule ne sont pas distribuées de manière homogène sur la surface de la particule, selon que cette dernière est surexposée ou masquée par d'autres particules du lit [Lamb *et al.*, 2008, Wiberg et Smith, 1987] (cf. fig.2.3). La turbulence locale de l'écoulement et son caractère fortement aléatoire rendent donc difficile d'établir quelles sont les contraintes exercées réellement sur la particule. Intervient également l'environnement lié à la présence de la macroforme (le banc, la berge, cf. parag.2.3.1.1).

Mise en mouvement d'une particule en granulométrie étendue

Expérimentalement en granulométrie uniforme, les conditions d'écoulement turbulent conduisent à des valeurs approximatives de condition de mobilité des grains. Par exemple pour les sables, Ramette [Ramette, 1981] (*in* [Degoutte, 2006]) propose une classification de la mobilité en fonction du paramètre adimensionnel de Shields (cf. tab.2.1). En conditions

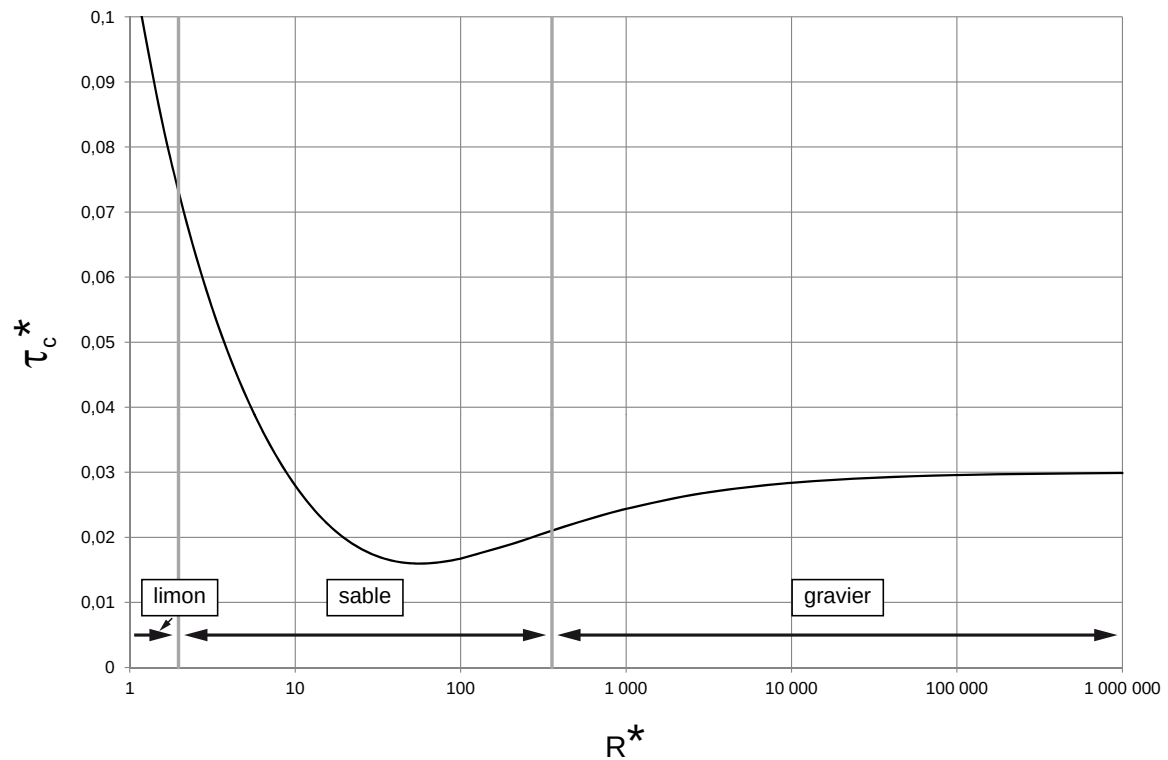


Figure 2.2 : Diagramme de Shields explicitant la relation entre la contrainte de cisaillement critique au fond τ_c^* et le nombre de Reynolds du grain (R^*) (modifié d'après [Parker, 2004]). Les limites limon-sable et sable-gravier correspondent aux valeurs de R^* obtenues avec $S = 2,65$, $\nu = 1,01 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (à 20°C) et $D = 0,065 \text{ mm}$ et $D = 2 \text{ mm}$, respectivement.

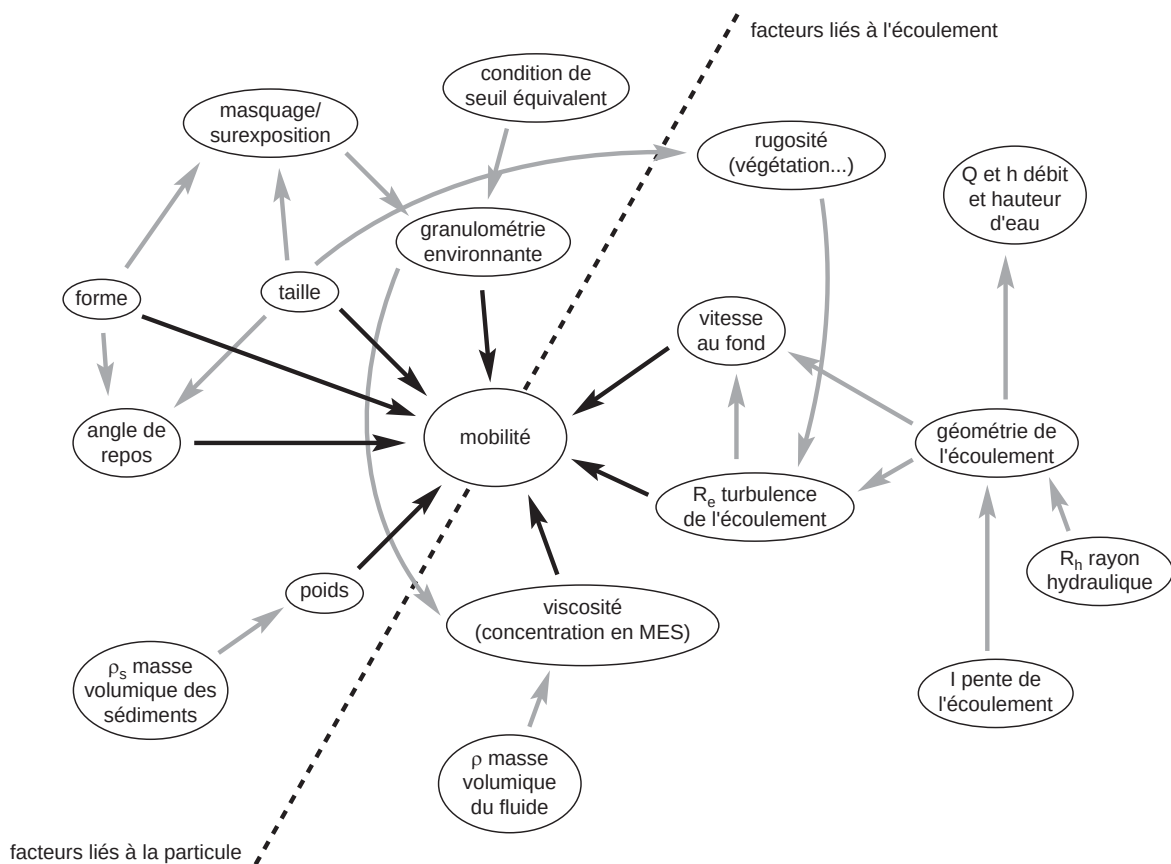


Figure 2.3 : Facteurs qui affectent *in situ* la mise en mouvement de la particule.

naturelles, *i.e.* en granulométrie étendue, interviennent de manière importante les paramètres suivants, liés à l’environnement local du grain et cités par Turowski [Turowski *et al.*, 2011] : l’angle de frottement interne du matériau, sa surexposition à l’écoulement, sa taille, sa forme et son poids.

Critère sur τ^*	Description du mouvement
pour $\tau^* < 0,027$	le grain de diamètre d est au repos ; le fond est plat
pour $0,027 < \tau^* < 0,047$	il y a apparition des tous premiers mouvements, mais pas assez pour générer un débit solide
pour $0,047 < \tau^* < 0,062$	le grain est charrié sur fond plat
pour $0,062 < \tau^* < 0,25$	le grain est charrié par dunes
pour $0,25 < \tau^* < 2,5$	le grain est transporté par dunes en suspension
pour $\tau^* > 2,5$ environ	le grain est transporté en suspension sur fond plat

Table 2.1 : Classification pratique de la mobilité des grains (cf. [Degoutte, 2006]).

Degoutte [Degoutte, 2006] considère alors qu’en granulométrie étendue, le critère de Shields est conservatif, dans la mesure où l’effet d’imbrication de grains de tailles différentes retarde le début du mouvement par charriage. Il considère donc que la surexposition des grosses particules et le masquage des petites se « compensent ». De même Hendrick *et al.* [Hendrick *et al.*, 2010] rapportent une mobilité moindre pour une distribution granulométrique bimodale par rapport à une granulométrie plus uniforme.

Parker [Parker, 2004] explique ce phénomène en prenant en compte deux comportements des particules sédimentaires :

1. un comportement indépendant des particules : si les grains se comportaient comme s’ils étaient entourés de grains de la même taille, alors une particule ayant une taille deux fois supérieure nécessiterait une contrainte de cisaillement au fond deux fois supérieure pour être mise en mouvement. Ce comportement de « particule indépendante » est obtenu du fait de la différence de masse des grains : les particules ayant les plus grands diamètres sont plus difficiles à mettre en mouvement parce qu’elles ont une masse plus importante ;
2. des effets de masquage et de surexposition : en granulométrie étendue, les particules ne se comportent pas comme si elles étaient entourées de grains de la même taille, car en moyenne les particules les plus grossières dépassent plus du fond du lit et ainsi subissent des contraintes tractrices plus importantes ; tandis que les particules les plus fines sont cachées par les plus grossières, et subissent donc des contraintes plus faibles.

Il utilise le paramètre γ' , généralement tel que $0 \leq \gamma' < 1$, pour quantifier la part respective de chaque comportement :

- la valeur $\gamma' = 0$ correspond à un comportement indépendant des particules : il n’y a pas d’effet de masquage/surexposition des particules, le paramètre de Shields critique est identique pour toutes les classes granulométriques et la contrainte de cisaillement

nécessaire pour amorcer le mouvement augmente linéairement avec la taille des particules ;

- la valeur $\gamma' = 1$ correspond à la condition de seuil équivalent : l'effet de masquage est tellement effectif qu'il contrebalance entièrement l'effet de masse ; le paramètre de Shields critique augmente de manière inversement proportionnelle au diamètre D_i ; toutes les particules du mélange bougent pour une même contrainte de cisaillement critique.

Se met alors en place un phénomène d'ajustement dynamique au niveau d'une « couche d'échange » (*exchange layer*) au fond du lit jusqu'à ce que la composition granulométrique de la surface du lit soit telle que les particules grossières (graviers et cailloux) aient une « mobilité équivalente » (*equal mobility*) à celle des particules fines (sables) [Parker *et al.*, 1982].

Encadré n° 3 : Prise en compte du comportement indépendant des particules, et de la condition de seuil équivalent de mobilité dans le critère de mise en mouvement

Pour prendre en compte la part relative de chaque comportement, comportement indépendant des particules d'une part, et seuil équivalent de mobilité d'autre part, Parker [Parker, 2004] présente la relation 2.10.

$$\frac{\tau_{ci}}{\tau_{cg}} = \left(\frac{D_i}{D_{sg}}\right)^{1-\gamma'} \quad (2.10)$$

où :

- τ_{ci} est la contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre D_i ;
- τ_{cg} est la contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre égal à la moyenne géométrique des particules de surface D_{sg} ;
- γ' , généralement tel que $0 \leq \gamma' < 1$, quantifie la part respective de chaque effet : le comportement indépendant des particules ($\gamma' = 0$) ou la condition de seuil équivalent ($\gamma' = 1$).

D'après la relation 2.3 on a :

$$\tau_{ci} = \rho g(S-1)D_i\tau_{ci}^*$$

et

$$\tau_{cg} = \rho g(S-1)D_{sg}\tau_{cg}^*$$

On obtient alors la relation 2.11.

$$\frac{\tau_{ci}^*}{\tau_{cg}^*} = \left(\frac{D_i}{D_{sg}}\right)^{-\gamma'} \quad (2.11)$$

Selon Parker [Parker, 2004] la situation généralement rencontrée au début du mouvement en conditions naturelles se situerait entre les deux comportements (indépendance des grains

et seuil équivalent). Selon les résultats d'Egiazaroff [Egiazaroff, 1965] (*in* [Parker, 2004]), les deux effets ne se contrebalanceraient pas complètement et l'effet de masse l'emporterait légèrement sur l'effet de masquage, aboutissant au fait que les particules les plus grossières sont plus difficilement mises en mouvement. En prenant un diamètre caractéristique des grains de surface égal au diamètre médian de surface, Parker [Parker, 2008] aboutit alors à une gamme de variation du paramètre γ' entre 0,65 et 0,90 en conditions naturelles.

De nombreux auteurs considèrent donc qu'en prenant le critère de Shields et un diamètre caractéristique de l'ensemble de la population granulométrique (en général le diamètre moyen ou médian), le critère de mise en mouvement des grains pour des valeurs de contrainte de cisaillement critique τ_c est similaire à celles obtenues en granulométrie uniforme [Lane, 1955, Pantelopoulos, 1957, Neill, 1968, Vanoni, 1975] (*in* [Wilcock, 1993]).

Les observations de terrain en rivière à sables montrent que toutes les classes granulométriques bougent pour une gamme réduite de contrainte au fond [Parker *et al.*, 1982] (*in* [Wilcock, 1993]). Il en est de même pour des granulométries asymétriques, lognormales, unimodales rectangulaires et faiblement bimodales [Wilcock et Southard, 1988]. Toutefois des travaux postérieurs ont montré, autant en laboratoire que sur le terrain, que ce n'est pas forcément le cas pour tous les types de distributions granulométriques, notamment pour les mélanges dont la bimodalité est fortement marquée ([Misri *et al.*, 1984, Wilcock, 1992, Wörman, 1992] pour les travaux en laboratoire, [Kuhnle, 1992] en conditions naturelles, *in* [Wilcock, 1993]). En particulier Parker [Parker, 2004] indique que certains chercheurs [Proffitt et Sutherland, 1983] (*in* [Parker, 2004]) ont mis en évidence qu'une loi simple ne suffit pas pour décrire le paramètre de Shields critique pour les mélanges, et qu'une rupture de pente est observée lorsque le rapport D_i/D_{sg} devient grand : dans un mélange, les particules les plus grossières tendent à avoir un comportement de grains indépendants, avec un paramètre de Shields critique de l'ordre de 0,015 à 0,02 [Ramette et Heuzel, 1962] (*in* [Parker, 2004]). L'application pratique de cette propriété est que l'injection de grandes quantités de sable permet de favoriser la mobilité des graviers [Wilcock et Crowe, 2003] (*in* [Parker, 2004]).

In fine en conditions naturelles il reste difficile de relier la mobilité à la taille des particules, car la gamme de contraintes critiques pour des grains d'un même lit est parfois plus grande que lorsqu'on compare différents systèmes [Buffington *et al.*, 1992, Kirchner *et al.*, 1990] (*in* [Turowski *et al.*, 2011]).

2.2.1.2 Objectifs

Les paramètres hydraulique et sédimentaire qui régissent la mobilité des particules sont connus aussi bien d'un point de vue théorique qu'en conditions « simples », c'est-à-dire en laboratoire pour des granulométries uniformes (cf. parag. 2.2.1.1). Pour une granulométrie étendue, avec des distributions plus ou moins bimodales, ou en conditions naturelles, les interactions entre les différents processus mis en jeu deviennent complexes et rendent difficile la compréhension de la part respective de chaque facteur de contrôle [Wilcock *et al.*, 1996, Parker, 2004]. De plus, il apparaît que le transport des sédiments grossiers revêt un caractère

aléatoire marqué, dans le sens où il est caractérisé par un mouvement au cours d'événements rares et brefs, séparés par des périodes relativement longues d'immobilité. Le seuil de mise en mouvement des particules grossières est donc généralement défini comme la valeur de contrainte au fond qui produit un petit taux de transport de référence [Wilcock *et al.*, 1996]. Ainsi nous ne parlerons pas d'entraînement uniforme pour un certain débit, mais plutôt du déplacement individuel de particules, dont la fréquence varie spatialement et augmente avec le débit.

Or le seuil de mise en mouvement est un paramètre essentiel à la compréhension et à la gestion du transport solide en rivière. C'est en effet le préalable nécessaire à la détermination des taux de transport, de la fréquence et de la durée des crues morphogènes, des dimensions des chenaux stables et de la fréquence d'occurrence de l'érosion du lit, du pavage et de l'affinement granulométrique [Wilcock *et al.*, 1996], c'est-à-dire, à la caractérisation des modalités du transport sédimentaire en rivière. La complexité du phénomène rend difficile sa modélisation, il faut donc procéder à une caractérisation *in situ* de ce paramètre : c'est l'objectif de cette partie.

D'un point de vue physique, c'est la contrainte de cisaillement qui s'exerce au fond du lit qu'il est intéressant de connaître, ou encore le paramètre de Shields critique (cf. parag. 2.2.1.1). D'un point de vue opérationnel, les gestionnaires utilisent le débit comme mesure indirecte de la contrainte de cisaillement : le paramètre qui relie ces deux grandeurs est la vitesse de l'écoulement au fond. Notre objectif est donc, dans le contexte durancien, de déterminer d'une part le débit seuil de mise en mouvement des particules, et d'autre part de relier ce débit à une contrainte de cisaillement critique. Cette quantification doit nous permettre de déterminer une valeur plancher de débit morphogène (qui remodèle le lit, cf. parag. 1.1.3) et ainsi la fréquence de mobilité des particules.

L'intérêt opérationnel d'une quantification précise du seuil de mobilité en Durance est d'accompagner l'objectif de rétablissement d'un transit amont-aval de sédiments grossiers pour gérer le problème d'engrèvement en moyenne Durance et de déficit en basse Durance. EDF étant confronté à une nécessité d'optimisation de son système d'exploitation, il est pertinent d'évaluer au plus près le débit à partir duquel il y a transport sédimentaire, même « partiel ». Cette quantification doit également permettre de caractériser l'impact des restitutions d'eau claire (vis-à-vis de la charge grossière) à Mallemort sur le lit durancien. Jusqu'à présent, la seule estimation de ce débit est issue de mesures *in situ*, il s'agit d'une mesure réalisée par EDF dans les années 1950 par hydrophone et qui donne une valeur de l'ordre de 200 m³ à Mirabeau (P. Lefort, *comm. pers.*).

2.2.2 Sites d'étude et méthodes

2.2.2.1 Fonctionnement hydrologique du tronçon d'étude

Le tronçon considéré est compris entre le barrage de Cadarache et la confluence avec le Rhône en Avignon : il s'agit donc de l'ensemble de la basse Durance (cf. parag. 1.2.1.2).

Une particularité de cette zone d'étude réside dans le fait qu'EDF effectue des restitutions d'eau claire (vis-à-vis de la charge de fond) à débit contrôlé à l'aval du barrage de Mallemort (PK 250, cf. fig.2.4(a)), dans le cadre du plan de reconquête de l'étang de Berre (cf. parag.1.2). D'où la possibilité, extrêmement rare en conditions naturelles, de travailler à débit connu (éventuellement *a priori*), et surtout de pouvoir disposer d'une gamme de débits variant progressivement. Dans la mesure où il n'existe pas de données de débits fiables concernant les apports liquides de la Bléone et de l'Asse (A. Poirel, EDF, *comm. pers.*), il n'était pas possible de mener une étude similaire sur des sites situés en moyenne Durance (*i.e.* en amont du barrage de Cadarache, cf. fig.2.4(a)). Le tronçon étudié se divise en deux sous-tronçons :

1. un sous-tronçon compris entre les barrages de Cadarache et de Mallemort, qui fonctionne selon les modalités suivantes, en « tout ou rien » :
 - un débit réservé de 4,5 m³/s ($\pm 15\%$) [Couvert *et al.*, 2008b] ;
 - des transparences en crue au barrage de Cadarache pour des débits de crue de l'ordre de 500 m³/s [Couvert *et al.*, 2008a] ;
 - une phase de montée de crue qui peut être très rapide (une phase ascendante de crue comprise entre 100 et 200 m³ par heure pour les épisodes de février 2009 et mai-juin 2008, respectivement), donc au final peu de débits intermédiaires entre le débit réservé et 500 m³/s ;
2. un sous-tronçon compris entre le barrage de Mallemort et la confluence avec le Rhône en Avignon, dont les modalités de gestion des débits sont similaires au sous-tronçon précédent, mais auxquelles il faut rajouter des restitutions qui peuvent aller jusqu'à 250 m³/s en aval du barrage de Mallemort.

En pratique, il existe une incertitude souvent assez grande sur cette donnée de débit (de l'ordre de 15 % en Durance, cf. J. Mosseri, EDF, *comm. pers.*), qui va nécessairement affecter ensuite la précision de la détermination du seuil de transport : on déterminera plutôt une « gamme » de débits-seuil de mise en mouvement.

2.2.2.2 Sites d'étude

Nous avons réalisé notre étude sur six sites, numérotés D0 à D5, localisés entre les PK 245 et 282 (cf. fig.2.4(a)). Le choix de ces sites résulte d'une étude préalable réalisée par Sogreah pour EDF dans le cadre du plan de reconquête de l'étang de Berre, qui s'étale sur quatre années de suivi [Sogreah, 2008b] : « les stations d'étude ont été choisies par EDF-CIH en fonction de leur représentativité de la morphologie générale et de la tendance évolutive des différents tronçons de la Basse Durance tels qu'identifiés par Sogreah en 1998. Ce choix s'est aussi appuyé sur l'analyse de photographies aériennes, des reconnaissances de terrain et les contraintes d'accessibilité au lit ont également été prises en compte » [Sogreah, 2008b]. Le positionnement de ces sites avait ensuite été confirmé par une note d'expertise réalisée par P. Lefort (en tant qu'expert de l'Observatoire de la Durance) [Lefort, 2008]. Notre étude se place ici dans la continuité du travail réalisé par Sogreah : le choix de conserver les sites des

études précédentes se justifie par l’obtention de données comparables d’une année de suivi sur l’autre.

Le site D0 constitue le site-témoin, il est situé à l’amont des restitutions de Mallemort : il est donc le seul soumis uniquement aux modalités de gestion du barrage de Cadarache (cf. parag.2.2.2.1), c’est-à-dire en « tout ou rien » entre le débit réservé et 500 m³/s. Dans la mesure où le fonctionnement du barrage de Cadarache en crue correspond à des débits largement supérieurs au débit de début d’entraînement avancé par l’étude globale [Sogreah *et al.*, 2001], il ne nous est pas apparu pertinent d’équiper des sites (autres que le site témoin D0) sur ce sous-tronçon Cadarache–Mallemort. Les cinq autres sites D1 à D5 sont des répliqués et sont situés à l’aval de Mallemort (sur 50 km), ils intègrent donc à la fois les modalités de gestion du barrage de Cadarache et les restitutions réalisées au barrage de Mallemort.

Le tronçon d’étude a une pente moyenne de 2,52 ‰, et est caractérisé dans sa majeure partie par un chenal divagant (cf. fig.2.4(b)), mais peut être ponctuellement en tresses ou à un chenal unique sinueux (cf. fig.2.4(c)).

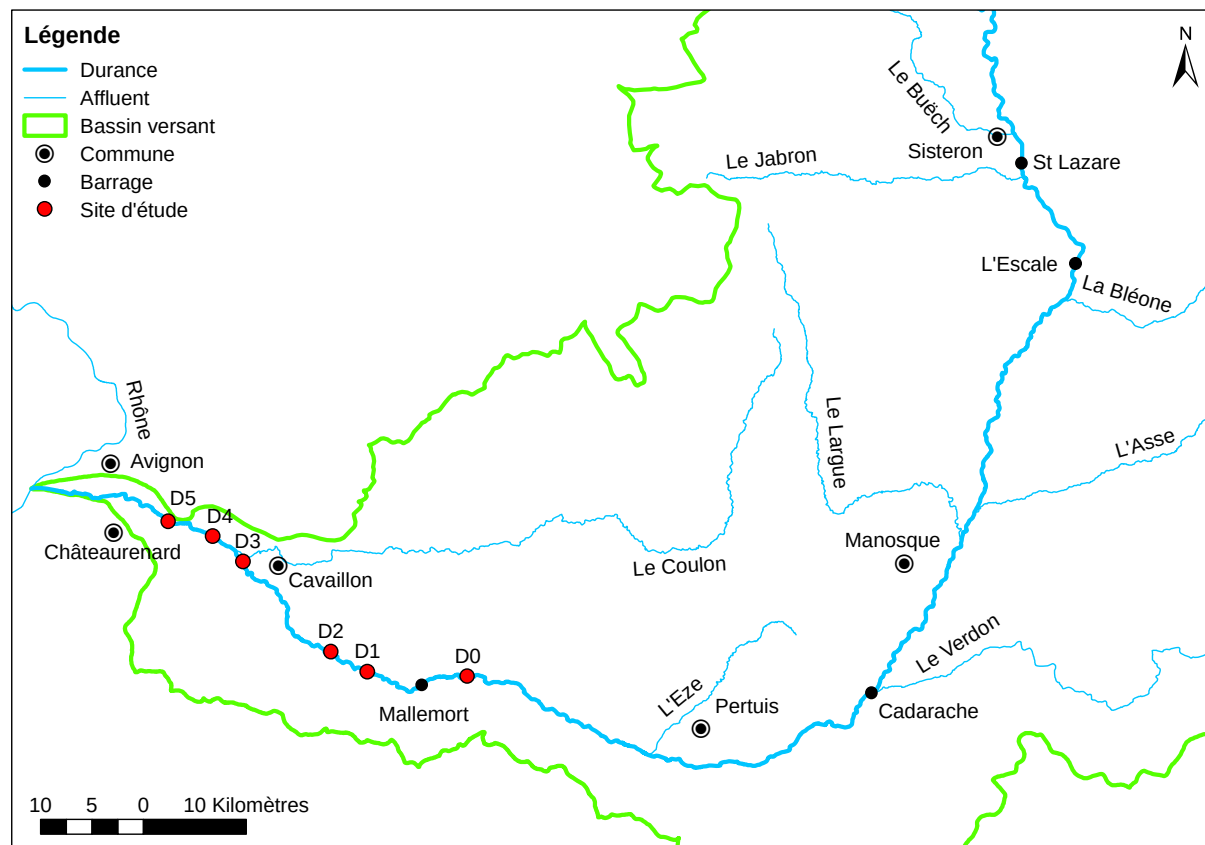
Chaque site est situé sur un banc d’accumulation en rive convexe d’une sinuosité, ce qui correspond donc à cinq répliqués répartis sur les cinquante derniers kilomètres de la Durance. Les résultats obtenus sont donc valables sur une gamme étendue de secteurs typiques durançais : nous estimons que l’étendue de validité des résultats s’étend sur l’ensemble de la basse Durance (du barrage de Cadarache en Avignon), sous réserve de respecter les gammes de pente (de 1,7 à 3,0 ‰) et de granulométrie (D_{50} de surface variant de 30 à 72 mm) : les principales caractéristiques des sites sont précisées dans la table 2.2. Les photographies aériennes précises des sites sont visibles sur la figure 2.5.

Site d’étude	D0	D1	D2	D3	D4	D5
Localisation (PK)	245	255–256	260	273	277	281–282
Pente (‰)	3,00	2,18	2,88	2,56	2,36	1,73
l_{BA} (m)	300	270	390	320	340	370
D_{50} (mm)	41,5	41,8	42,3	59,5	33,7	34,7

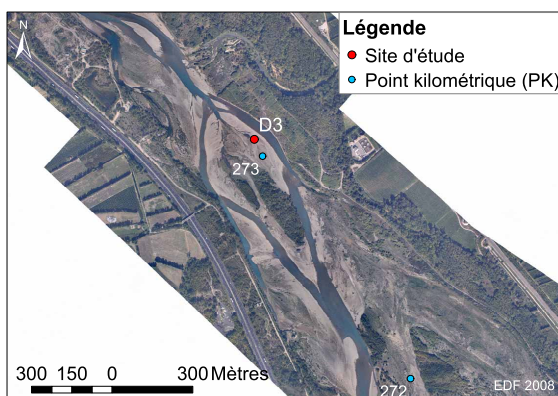
Table 2.2 : Comparaison des caractéristiques physiques des sites d’étude, tous situés sur un banc en rive convexe. l_{BA} = largeur de bande active 2008, D_{50} = diamètre médian de surface obtenu par un échantillonnage de Wolman à 200 particules [Wolman, 1954], la pente est obtenue à partir du profil en long de 2008.

2.2.2.3 Mise en place et suivi de placettes peintes

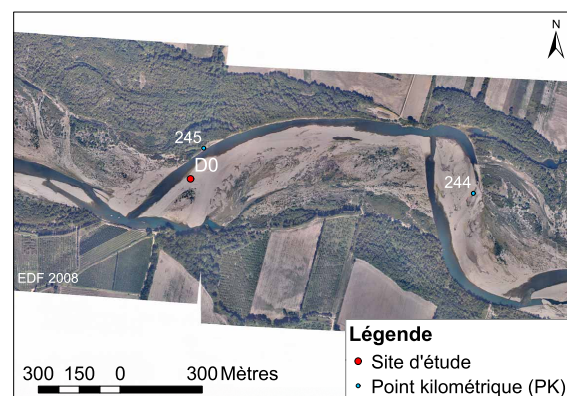
Un suivi événementiel de la mobilité des particules a été réalisé par la méthode des placettes peintes (peinture de quadrats de 1×1 m, cf. fig.2.6 et cf. [Petit *et al.*, 1996, Rollet, 2007]). Chaque site étudié comprend deux séries de placettes, disposées sur un banc non végétalisé, à proximité du lit d’étiage. Chaque série est composée de quatre placettes, alignées sur un axe perpendiculaire à l’écoulement et espacées de 5 m environ. Les deux séries sont espacées d’une centaine de mètres environ, suivant les caractéristiques morphologiques locales : le



(a)



(b)



(c)

Figure 2.4 : (a) Sites d'étude du seuil de mise en mouvement des particules. (b) Détail d'un site à chenal divagant (site D3). (c) Détail d'un secteur à chenal unique sinueux (site D0).

positionnement des transects est choisi de manière à être situé sur une portion d'écoulement la plus rectiligne possible sur le tronçon identifié par le cahier des charges de l'étude EDF de suivi de la mobilité en basse Durance [Sogreah, 2008b, Lefort, 2008, MRE et Sogreah, 2010]. Dans cette portion rectiligne, nous supposons que l'écoulement est relativement uniforme (*i.e.* les paramètres caractérisant l'écoulement restent invariables dans la section du chenal considérée), ce positionnement des transects permet d'obtenir deux répliqués par site (ou éventuellement de déterminer la variabilité intra-site) et d'effectuer une étude longitudinale (détermination de la variabilité inter-sites). Chaque placette est repérée en x , y et z par re-

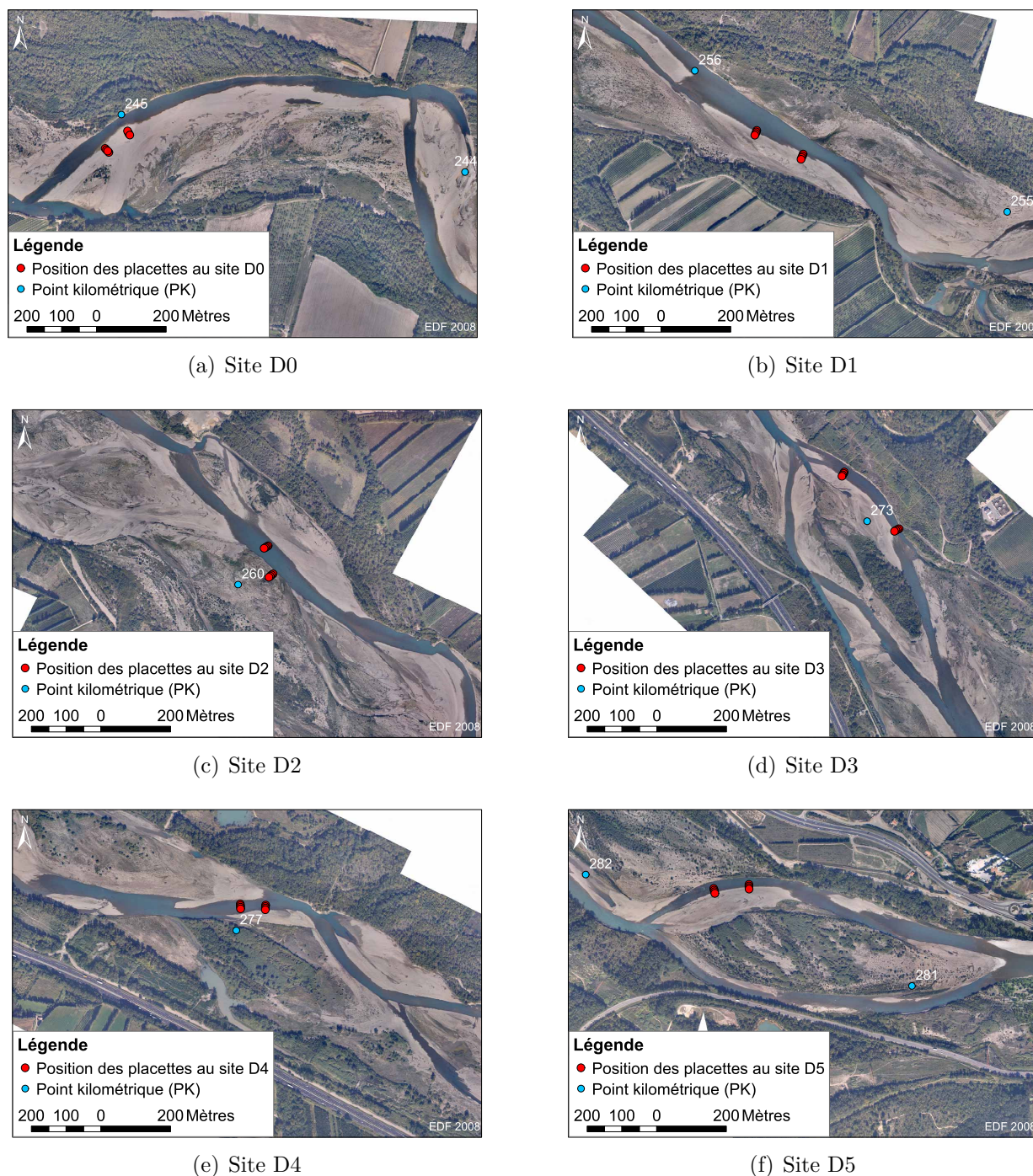


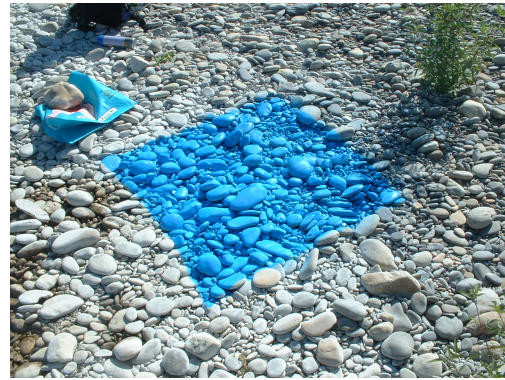
Figure 2.5 : Positionnement des placettes peintes pour les six sites d'étude du seuil de mise en mouvement (campagne de l'automne 2009).

levé au GPS RTK (*Global Positioning System Real Time Kinematic*). Lorsqu'un mouvement est enregistré, les placettes sont systématiquement localisées de nouveau.

Les placettes peintes ont été suivies, dans la mesure du possible, après chaque restitution programmée par EDF ou après chaque crue morphogène jusqu'à déstructuration complète des placettes. Nous disposons pour la période considérée des chroniques de débits fournies par EDF au niveau du barrage de Cadarache (soit à l'amont du site D0), et les chroniques au niveau du barrage de Mallemort pour les cinq sites D1 à D5 (cf. fig.2.7). Ces données de débits ont été fournies avec une précision de l'ordre de 15 % (J. Mosseri, EDF, *comm. pers.*).



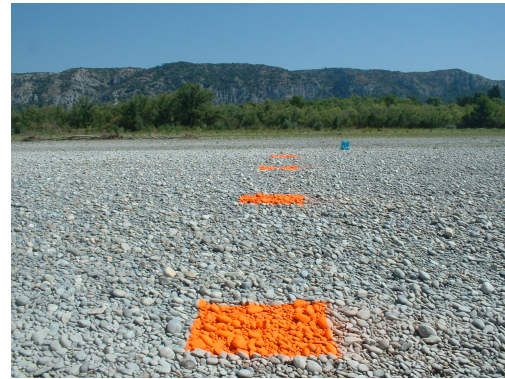
(a) Placette en cours d'élaboration
(site D0 série aval)



(b) Placette finalisée (site D0 série aval)



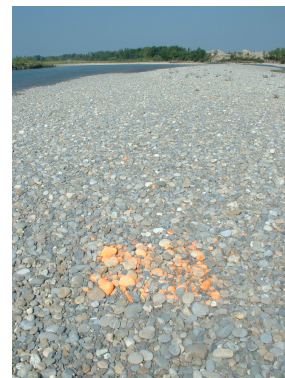
(c) Site D2 série amont (avant peinture)



(d) Site D2 série amont (après peinture)



(e) Souche déposée à l'amont de la série
après restitution (site D2, série amont)



(f) Déstructuration partielle de la placette
après restitution (site D2, série amont,
placette milieu-basse)

Figure 2.6 : Illustration des réalisations effectuées dans le cadre de la détermination du seuil de mise en mouvement des particules dans le lit vif.

Si l'événement étudié correspond à une crue et non à une restitution à débit contrôlé, les apports du bassin versant intermédiaire doivent être intégrés. Le principal affluent, le Coulon (cf. fig.2.7), concerne uniquement les sites D4 et D5. Les valeurs de débits s'écoulant dans le Coulon pour les événements suivis ne semblent pas significatives au regard de la précision de la mesure des débits en crue en Durance. En effet cette précision est de l'ordre de 15 % sur des débits mesurés d'environ $150 \text{ m}^3/\text{s}$, soit $\pm 22 \text{ m}^3/\text{s}$, alors que les débits mesurés sur le Coulon sont inférieurs à cette valeur (cf. données banque Hydro). Nous considérerons donc que, pour

les événements étudiés, les apports du bassin versant intermédiaire sont négligeables, et ce, quel que soit le site considéré.

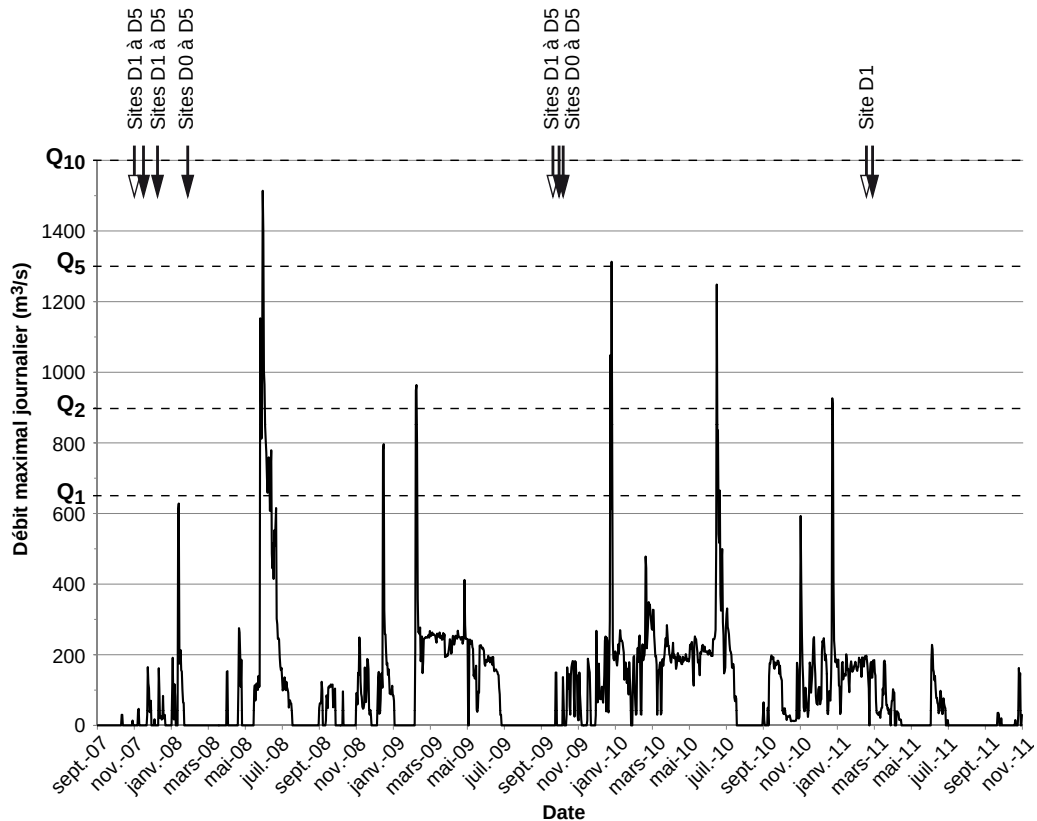


Figure 2.7 : Hydrogramme à l'aval du barrage de Mallemort (débit maximum journalier déversé à Cadarache et débit maximum restitué à Mallemort). Les flèches creuses indiquent les dates de mise en place des placettes peintes. Les flèches pleines indiquent les dates des suivis. Sont précisés les sites concernés par l'événement (cf. tab.2.3). Q_i indique le débit de période de retour i ans, calculé d'après une loi de Gumbel sur chaque année hydrologique (septembre à août) sur la chronique des débits journaliers entre 1918 et 2008 (donnée banque Hydro).

Nous avons suivi cinq épisodes entre novembre 2007 et octobre 2009 afin de déterminer le débit seuil de mise en mouvement par suivi de placettes peintes ; le suivi de février 2011 concerne uniquement le site D1 (cf. parag.2.2.3.3). Les caractéristiques de ces événements sont résumées dans les tables 2.3 et 2.4.

Débit (m^3/s)	Date du pic	Point de lâcher amont	Sites concernés par l'épisode
45*	08/11/2007	Mallemort	D1 à D5
70	06/10/2009	Cadarache	D0 à D5
155	24/02/2011	Mallemort	D1 à D5
165	25/09/2009	Mallemort	D1 à D5
170*	23/11/2007	Mallemort	D1 à D5
630*	13/01/2008	Cadarache (crue)	D0 à D5

Table 2.3 : Synthèse des campagnes de détermination du début de mise en mouvement. * = suivi réalisé dans le cadre du « suivi basse Durance » [Sogreah, 2008b, MRE et Sogreah, 2010].

Débit (m ³ /s)	Volume (m ³)	Durée écoulée (h)	Turbidité maximale (mg/ℓ)	Durée depuis la dernière crue (mois)	Date des pics intermédiaires	Q_{max} (m ³ /s)
45*	4,18.10 ⁶	11	13	11	07/12/2006	398
70	1,11.10 ⁷	10	106	8	30/05/2008	1400
					15/12/2008	651
					07/02/2009	891
155	3,35.10 ⁶	6	?	3,5	25/12/2009	1213
					12/02/2010	210
					16/06/2010	1156
					01/11/2010	472
165	7,52.10 ⁷	15	9	8	30/05/2008	1400
					15/12/2008	651
					07/02/2009	891
170*	3,27.10 ⁹	134	3 268	11,5	07/12/2006	398
630*	1,42.10 ¹¹	600	14 337	13	07/12/2006	398

Table 2.4 : Précisions hydrologiques concernant les événements étudiés. * = suivi réalisé dans le cadre du « suivi basse Durance » [Sogreah, 2008b, MRE et Sogreah, 2010].

2.2.2.4 Granulométrie des matériaux en place

La caractérisation granulométrique des bancs étudiés a été réalisée lors de l'été 2009 par un échantillonnage de Wolman à 100 particules (*pebble counts* sur un transect) sur chacun des transects étudiés (échantillonnage de la fraction grossière tronquée à sa base à 8 mm), d'après la méthodologie décrite dans l'ouvrage de Bunte et Abt [Bunte et Abt, 2001]. Ces échantillonnages nous ont permis de déterminer la distribution granulométrique des matériaux en place (cf. fig.2.8(a)). Pour toute la suite de cette étude, les distributions granulométriques sont réalisées en termes de pourcentage passant, la classe granulométrique correspond donc à l'axe b maximal observé pour cette classe (pour plus de précisions sur la manière de mesurer les particules sédimentaires dans cette étude, on se reportera utilement à l'étude [Chapuis, 2008], le gabarit utilisé étant ici un gabarit à mailles rondes). Ainsi qu'il est préconisé par la bibliographie pour les rivières à charge grossière [Bunte et Abt, 2001], nous concentrons nos analyses granulométriques sur la fraction supérieure à 8 mm, en considérant que les particules dont le diamètre est inférieur à cette valeur constituent la fraction « fine ».

2.2.2.5 Suivi topographique de la zone d'étude et détermination des contraintes de cisaillement au fond

Afin de positionner les placettes au sein des formes fluviales, la topographie du banc a été relevée lors de la mise en place et lors du suivi des placettes peintes à l'aide d'un GPS RTK (modèle Trimble R8 GNSS). La précision après post-traitement des données acquises est estimée à 0,10 et 0,15 m respectivement en plan et en altitude.

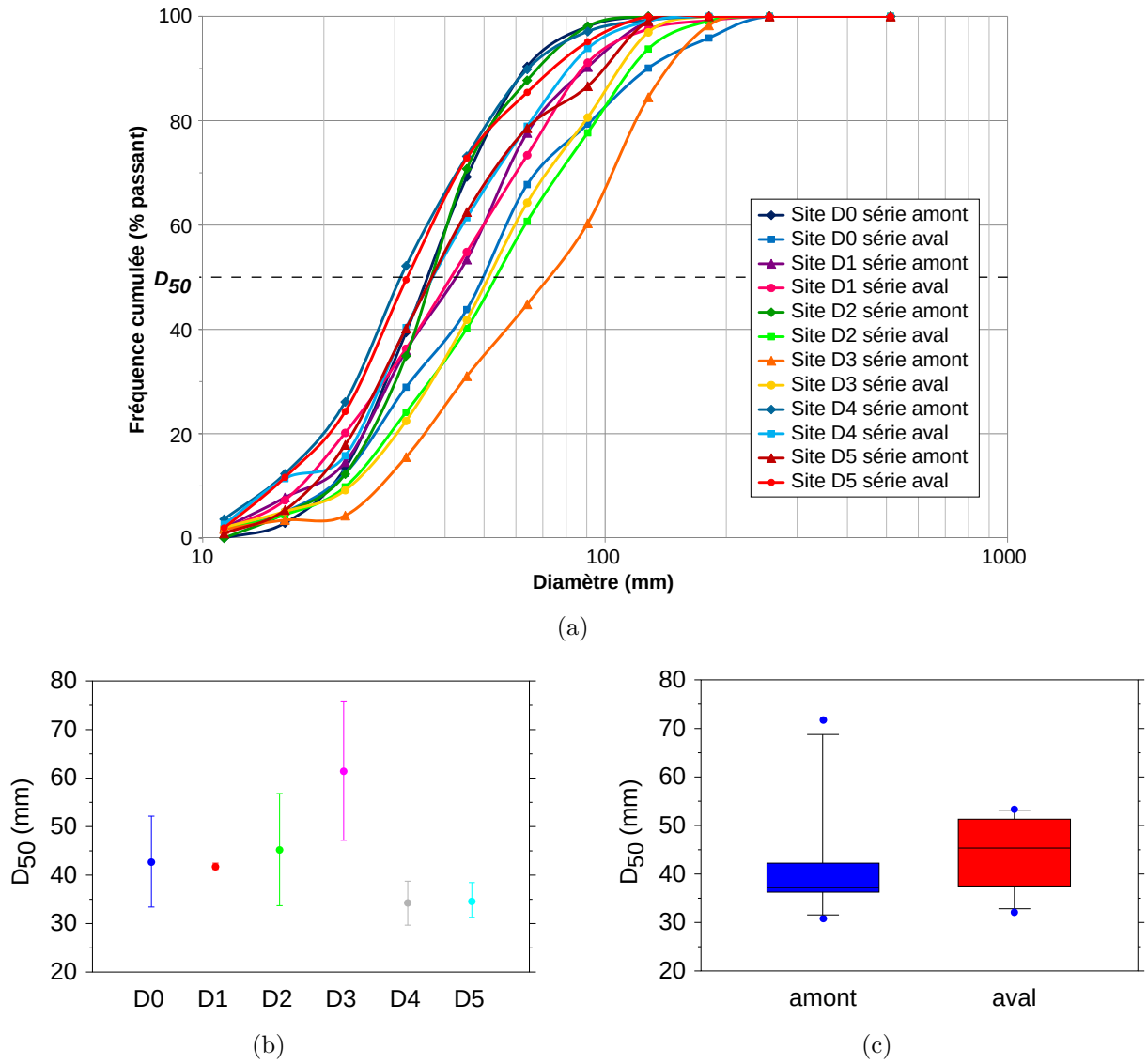


Figure 2.8 : Distributions granulométriques des sites D0 à D5. (a) Distributions granulométriques de chacune des séries amont ou aval des sites D0 à D5. Notons la forte variabilité des distributions obtenues : le D_{50} varie de 31 à 72 mm. (b) Variabilité du D_{50} en fonction du site d'étude : la variabilité inter-sites est forte, comprise entre 1 et 20 mm. (c) Variabilité du D_{50} en fonction de la position amont ou aval de la série : la variabilité intra-site est également forte, sans tendance particulière entre les placettes positionnées à l'amont et celles positionnées à l'aval.

À l'occasion du suivi de septembre 2009 à $165 \text{ m}^3/\text{s}$, nous avons relevé pour tous les sites, dans la mesure du possible, les laisses de crue. L'évaluation de la hauteur d'eau maximale permet de calculer une contrainte tractrice réelle qui s'est exercée au pic de restitution. Pour cela, nous avons utilisé la formule de la contrainte de cisaillement au fond explicitée au paragraphe 2.2.1.1 (cf. éq.2.1 et 2.5).

$$\tau = \rho g R_h I$$

$$\tau_b = \tau \sqrt{1 - \frac{\sin^2 \alpha}{\sin^2 \phi}}$$

où :

- τ : contrainte de cisaillement sur fond plat ;
- ρ : masse volumique de l'eau, $\rho = 1\,000\text{ kg.m}^{-3}$;
- $g = 9,81\text{ m.s}^{-2}$: accélération de la pesanteur ;
- $R_h \simeq h$, où h est la différence entre la cote de la laisse de crue de la restitution de septembre 2009 à $165\text{ m}^3/\text{s}$, et la cote du banc avant l'épisode de restitution ; pour se placer dans les conditions les plus contraignantes, nous ajoutons à la mesure brute faite au GPS RTK l'erreur associée en altitude, soit 15 cm ;
- I : pente de la ligne d'eau d'étiage, mesurée ici sur un tronçon de 2 km centré sur chaque site ; la longueur de 2 km permet de s'affranchir de la variabilité liée à la présence de macroformes ;
- τ_b : contrainte de cisaillement au fond, lorsque ce dernier est incliné d'un angle α par rapport à l'horizontale ;
- α : angle de la pente locale du banc ;
- ϕ : angle de repos ou encore angle de frottement interne des matériaux (fonction du diamètre des matériaux).

Nous avons ensuite moyenné les résultats obtenus sur l'ensemble des placettes pour lesquelles la hauteur d'eau en crue est disponible, nous obtenons alors la synthèse de données présentée dans la table 2.5.

Paramètre	Unité	Valeur
h	m	0,63
D_{50}	mm	38,2
I		0,0023
ρ_s	kg/m ³	2 650
ρ	kg/m ³	1 000
g	N/m ²	9,81

Table 2.5 : Paramètres entrant dans le calcul de τ_c^* .

2.2.2.6 Étude de la variabilité intra-banc du seuil de mise en mouvement des particules

En complément de la détermination du seuil de mise en mouvement, une étude de la variabilité intra-forme du seuil de mobilité des particules en Durance a été réalisée pour un débit de $155\text{ m}^3/\text{s}$. Cette valeur de débit a été fixée suite aux premiers retours d'expérience [Sogreah, 2008b, MRE et Sogreah, 2010] et correspond à un débit proche du seuil d'entraînement. Cet épisode de restitution a été suivi uniquement sur le site D1 (cf. fig.2.5), choisi en raison de sa configuration (banc d'accumulation en rive convexe, chenal unique, peu sinueux et stable au cours des quatre années de suivi précédentes) et de sa facilité d'accès.

Le banc a été « quadrillé » par un ensemble de 35 placettes peintes, réparties en six séries correspondant à six transects positionnés de l'amont à l'aval du banc (cf. fig.2.11). La position

de chaque placette a été relevée au GPS RTK (cf. parag.2.2.2.5), et une granulométrie de surface a été réalisée pour chaque série (*i.e.* sur chaque transect) selon le même protocole que précédemment (cf. parag.2.2.2.4). Nous avons en outre réalisé quatre bandes peintes sur la berge en regard. Le suivi des placettes a été réalisé immédiatement après l'épisode de restitution.

2.2.3 Résultats

2.2.3.1 Détermination du débit seuil de mise en mouvement par suivi de placettes peintes

À partir du suivi de six événements pour des débits variant de 45 à 630 m³/s, la mobilité observée des bandes peintes permet de déterminer le seuil de mise en mouvement des particules (cf. tab.2.7, la légende est explicitée dans la table 2.6). Pour des débits inférieurs ou égaux à 45 m³/s (70 m³/s pour D0), aucune mobilité n'est observée. Un début de mobilité est observé pour les débits de 165 et 170 m³/s ($\pm 15\%$), avec respectivement 7/10 et 10/14 placettes partiellement mobiles. Pour un débit de 630 m³/s ($\pm 15\%$), la mobilité est totale sur la quasi-totalité des placettes. Des observations complémentaires, réalisées à l'aval immédiat du barrage de Cadarache à l'automne 2010, indiquent une mobilité totale pour un débit de 470 m³/s (remplissage total de plusieurs excavations d'un mètre de profondeur dans la partie centrale du banc, en l'espace de quatre jours).

Sigle	Mobilité associée
S_i	Série de placettes constituant un répliat exact à l'échelle du banc
.	Absence de placette
0	Aucune mobilité
-	Très faible mobilité (quelques particules déplacées)
+	Bande (ou série de placettes) partiellement déstructurée
++	Bande totalement déstructurée, dispersion aléatoire des particules
+++	Bande totalement déstructurée, très peu de particules encore visibles à proximité
*	À l'amont des restitutions, donc série de placettes non concernée par l'épisode
**	Bande centrale totalement détruite
***	Traces d'engin, résultats non significatifs

Table 2.6 : Légende de la table 2.7.

Les résultats obtenus sur les deux répliat de chaque site sont comparables (pas plus d'une « classe » de différence selon la catégorisation de la table 2.6). La variabilité de la mobilité entre les sites est faible. Cependant pour un même débit, des différences significatives apparaissent. Par exemple, le site D2 est mobile pour l'épisode à 165 m³/s alors que les sites D1 et D3 ne le sont pas ; en revanche une mobilité plus forte est observée pour D1 et D3 que pour D2 pour l'épisode à 170 m³/s. Ce résultat suggère une variabilité de la mobilité en fonction de la configuration hydraulique de chaque site. Il est à noter que la comparaison

Site	Série de placettes	Mobilité à 45 m ³ /s	Mobilité à 70 m ³ /s	Mobilité à 165 m ³ /s	Mobilité à 170 m ³ /s	Mobilité à 630 m ³ /s
D0	<i>S</i> ₁	0	0	.*	-	++
	<i>S</i> ₂	0	0	.*	-	++
D1	<i>S</i> ₁	.	.	.	.	.
	<i>S</i> ₂	0	.	0	+	+++
	<i>S</i> ₃	0	.	0	0	+++
	<i>S</i> ₄	+	.	.	++	+++
	<i>S</i> ₅	.	.	.	.	.
	<i>S</i> ₆	.	.	.	.	.
D2	<i>S</i> ₁	0	.	+	-	++
	<i>S</i> ₂	0	.	+	0	+**
D3	<i>S</i> ₁	0	.	-	+	+++
	<i>S</i> ₂	0	.	-	+	+
D4	<i>S</i> ₁	0	.	-	-	+
	<i>S</i> ₂	0	.	-	-	++***
D5	<i>S</i> ₁	0	.	-	0	++
	<i>S</i> ₂	0	.	0	-	++
	<i>S</i> ₃	0	.	.	0	+++

Table 2.7 : Mise en évidence du début de mise en mouvement (campagnes 2007 à 2009, le débit indiqué correspond au débit estimé circulant en Durance) ; la légende est explicitée dans la table 2.6. Cette table reprend et complète les résultats de l'étude [MRE et Sogreah, 2010].

entre les deux événements à 170 et à 165 m³/s est rendue délicate pour le site D2 du fait que ces deux épisodes ont eu lieu respectivement avant et après la crue fortement morphogène de mai 2008, et qu'au cours de cette crue, le bras vif au niveau du site D2 a basculé de rive gauche en rive droite. Il était alors plus pertinent de positionner les placettes peintes non pas à l'emplacement de 2007, mais proches du bras vif de 2008. Ces placettes ont ainsi été positionnées dans une zone vraisemblablement plus mobile (latéralement) pour l'essai à 165 m³/s (cf. fig.2.9). En ce qui concerne le site D5, une pente plutôt faible (cf. [Lefort, 2007]) pourrait expliquer une faible capacité d'entraînement des particules pourtant de diamètre relativement faible (32 à 37 mm).

2.2.3.2 Détermination du paramètre de Shields critique

À l'occasion du suivi de l'essai de septembre 2009 à 165 m³/s, nous avons relevé, dans la mesure du possible, les laisses de crue (cf. parag.2.2.2.5). Ainsi l'évaluation de la hauteur d'eau maximale nous permet, lorsque c'est le cas (soient 32 placettes réparties sur cinq sites), de calculer une contrainte tractrice réelle qui s'est exercée au pic de restitution sur chaque placette (cf. parag.2.2.2.5) en fonction de la hauteur d'eau au pic de crue (cf. fig.2.10). Pour ces mêmes placettes, nous avons ou non observé une certaine mobilité.

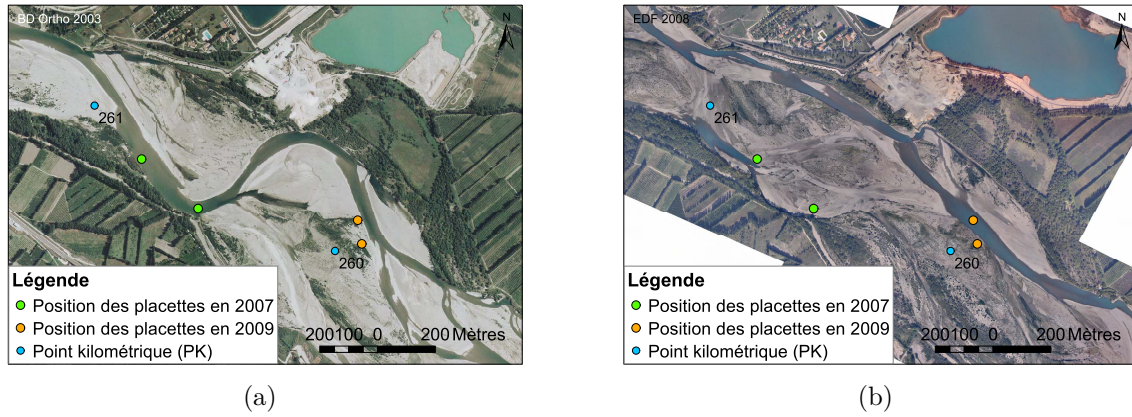


Figure 2.9 : Positionnement des placettes peintes au site D2 en 2007 et 2009 (a) sur fond de carte de 2003, (b) sur fond de carte de 2008.

À partir de ces observations, la contrainte de cisaillement critique pour le débit de $165 \text{ m}^3/\text{s}$ correspondant au début du mouvement des particules (cf. parag.2.2.1.1) et le paramètre de Shields critique ont été calculés (cf. éq.2.12 et 2.13). Pour la basse Durance, nous estimons donc ces paramètres respectivement à 14 N/m^2 et $0,023$.

$$\tau_{Q=165\text{m}^3/\text{s}} = \rho g h I = 14 \text{ N/m}^2 = \tau_c \quad (2.12)$$

$$\tau_c^* = \frac{\tau_c}{(\rho_s - \rho)gD_{50}} = 0,023 \quad (2.13)$$

Cette valeur du paramètre de Shields critique τ_c correspond à la mise en mouvement ponctuelle (aléatoire, cf. [Parker, 2004]) de certaines particules sédimentaires d'un diamètre de l'ordre du D_{90} , mais n'engendrant pas une évolution morphologique significative du banc (mouvement sur une épaisseur de l'ordre du D_{90}).

À l'échelle de la placette, on observe cependant d'une part une forte variabilité des contraintes enregistrées par les placettes mobiles (de 5 à 25 N/m^2), et d'autre part des gammes de contraintes subies équivalentes pour les placettes mobiles et immobiles (cf. fig.2.10).

La détermination du paramètre de Shields critique τ_c^* nous permet de calculer la contrainte de cisaillement critique τ_c associée pour chaque placette (cf. parag.2.2.2.5). Si la contrainte réellement exercée au fond par l'écoulement est supérieure à la contrainte critique, il y a mouvement des particules sédimentaires au fond : nous pouvons donc en déduire une « prédiction » de la mise en mouvement de chaque placette, sur chaque site. La comparaison de la mobilité observée et de la mobilité prédite permet de mettre en évidence une faible adéquation entre observation et prédiction. En effet seulement 19 placettes sur 32 (soit 59 %) sont correctement prédites, alors que la mobilité de 7 placettes sur 32 (soit 22 %) est surestimée, et celle de 6 placettes sur 32 (soit 19 %) est sous-estimée (cf. tab.2.8).

Dans la mesure où nous avons observé une mobilité de certaines placettes avec une très faible hauteur d'eau (et donc des contraintes de cisaillement relativement faibles), ces résultats pourraient suggérer que la contrainte n'est pas l'unique facteur explicatif de la

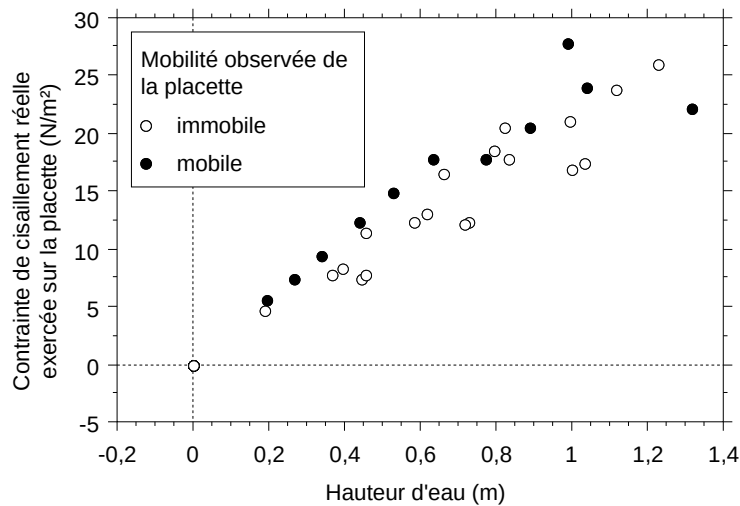


Figure 2.10 : Contrainte de cisaillement exercée sur la placette en fonction de la hauteur d'eau correspondant au débit de $165 \text{ m}^3/\text{s}$, et mobilité observée des placettes pour cet épisode.

Adéquation		Site					Total
Observation	Prédiction	D1	D2	D3	D4	D5	
O	O		2	3		1	6
N	N	6		3		4	13
O	N		6				6
N	O	2		1	1	3	7

Table 2.8 : Synthèse de la mobilité observée *vs* prédite en fonction de la position des placettes peintes lors de l'essai à $165 \text{ m}^3/\text{s}$. Notons l'écart assez significatif entre prédiction et observation de la mobilité des placettes. *O* = oui, *N* = non.

mobilité des particules. Cette mauvaise adéquation entre théorie (la mise en mouvement des particules est fonction de la contrainte de cisaillement exercée sur la placette) et pratique (observations) peut être imputable :

- à la faible précision des mesures de hauteurs d'eau (erreur dans l'estimation des laisses de crue) ;
- à l'absence d'intégration de l'environnement granulométrique précis de chaque placette (granulométrie intégrée sur l'ensemble du transect, pas de prise en compte des effets de masquage/surexposition et donc de la distribution locale des vitesses d'écoulement).

2.2.3.3 Étude de la variabilité intra-banc du seuil de mise en mouvement des particules

Une restitution de $150 \text{ m}^3/\text{s}$ ($\pm 15 \%$) (correspondant à un débit circulant en Durance de $150 \text{ m}^3/\text{s}$) a été suivie sur le site D1 par la mise en place de 35 placettes. Pour ce débit, une mobilité de certaines placettes sur le banc a été observée, mais pas sur la berge en regard. Les trois séries situées les plus à l'amont du banc ont vu quelques-unes de leurs particules déplacées. La série la plus à l'aval a été partiellement déstructurée (cf. fig. 2.11).

Il se dégage de cet essai que les parties amont et aval du banc sont plus mobiles que la partie médiane du banc. Les essais précédents, qui se basaient sur la mobilité de pla-

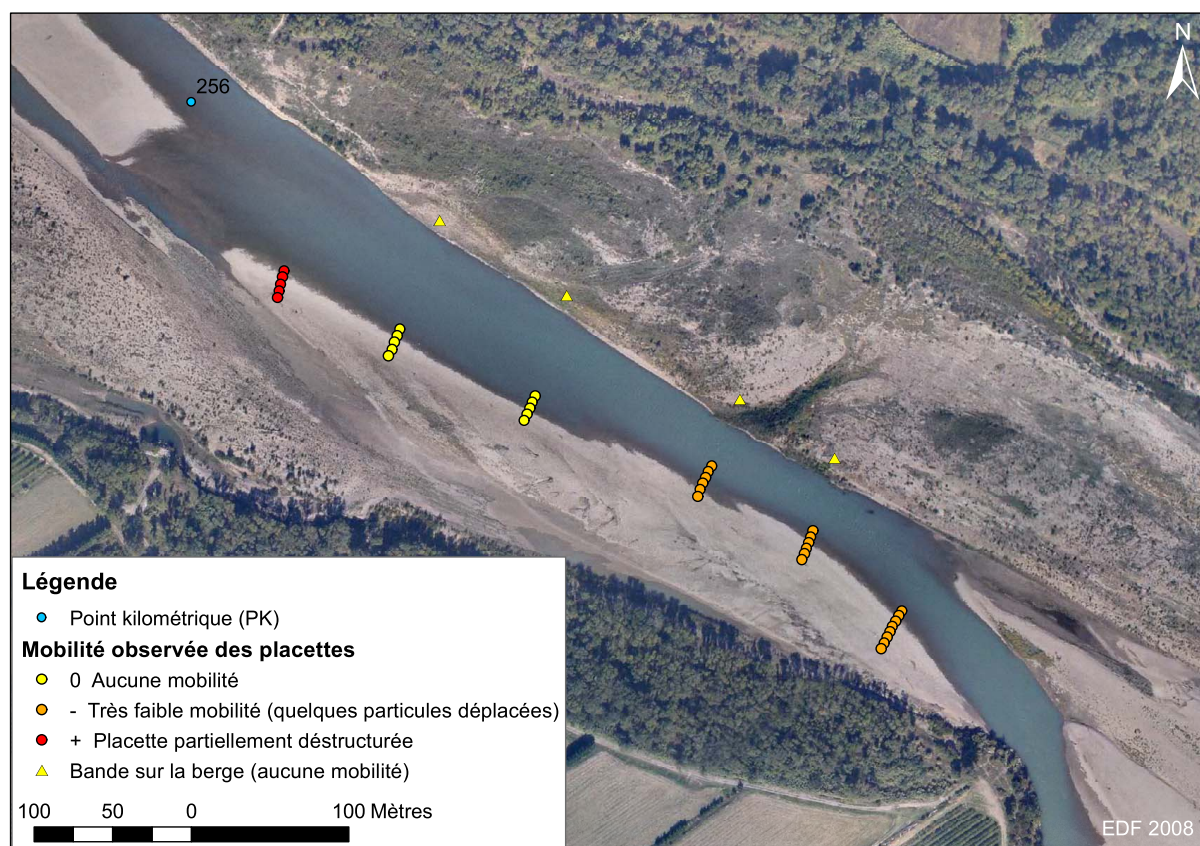


Figure 2.11 : Mobilité observée des placettes peintes sur le site D1 lors de l'essai à 155 m³/s. Des bandes peintes ont également été tracées sur la berge, qui n'ont montré aucune mobilité de la berge lors de l'essai.

cettes peintes en zone médiane du banc, correspondent donc globalement plutôt à une sous-estimation de la mobilité des particules pour le débit considéré. Mais l'ordre de grandeur retenu de 170 m³/s pour le seuil de mise en mouvement en basse Durance reste tout à fait cohérent, et correspondrait alors à une mobilité observée à l'échelle de la forme (ici le banc).

2.2.4 Discussion

2.2.4.1 Détermination du débit de début d'entraînement en basse Durance

En l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons donc avancer la valeur de 170 m³/s ($\pm 15\%$) comme débit-seuil de mise en mouvement des particules en basse Durance. Lors de l'épisode à 170 m³/s, le lit était plutôt particulièrement colmaté (cf. [MRE et Sogreah, 2010]) du fait de la durée écoulée depuis la dernière crue (presque un an, cf. tab.2.4), mais ce n'était pas le cas pour l'épisode à 165 m³/s. Nous pouvons suggérer une faible influence du colmatage du lit sur la mobilité des particules grossières.

Cette valeur de 170 m³/s est valable sur l'ensemble des sites étudiés, *i.e. a minima* pour les cinquante derniers kilomètres duranciens, pour un faciès semblable (portion médiane de banc). Nous suggérons (cf. parag.2.2.2.2) que l'étendue de validité des résultats puisse s'étendre sur l'ensemble de la basse Durance (du barrage de Cadarache en Avignon), sous

réserve de respecter les gammes de pente (de 1,7 à 3,0 ‰) et de granulométrie (D_{50} de surface variant de 30 à 72 mm) correspondantes.

En conclusion, nous pouvons dégager plusieurs facteurs permettant de nuancer la valeur avancée de 170 m³/s pour le seuil de mise en mouvement en basse Durance :

- la marge d'erreur associée à la mesure du débit ($\pm 15 \%$) ;
- la configuration hydraulique du site (et donc sa morphologie) ;
- la durée de la période depuis la dernière crue morphogène, ou tout au moins l'état de colmatage du fond ;
- la mobilité latérale du secteur étudié.

Cette valeur est cohérente avec celle de 200 m³/s avancée précédemment dans la bibliographie [Sogreah *et al.*, 2001].

2.2.4.2 Paramètre de Shields critique τ_c^* et mobilité du système durancien

La valeur du paramètre de Shields critique τ_c^* obtenue ici en Durance est de 0,023 : Recking [Recking, 2009], d'après [Parker *et al.*, 2003a, Buffington et Montgomery, 1997] propose plutôt une valeur comprise entre 0,03 et 0,07 avec une valeur moyenne de 0,045. Cette valeur du paramètre de Shields critique en Durance se situerait donc plutôt dans la fourchette basse des valeurs communément trouvées sur les rivières à graviers, ce qui peut soit signifier que la Durance est un système particulièrement mobile, soit que nous avons tendance à surestimer le transport solide associé. L'erreur associée à l'estimation de τ_c^* dépend de plusieurs facteurs [Recking, 2009] :

- la définition du début du transport et les processus aléatoires considérés : notamment la définition d'un début de transport pour un débit 165 m³/s et l'erreur associée à la mesure de ce dernier soit $\pm 15 \%$;
- la définition de la contrainte de cisaillement au fond et de son calcul : ici la pente de la ligne d'énergie, déterminée sur un tronçon de 2 km pour s'affranchir des variations liées à la présence de macroformes ;
- des caractéristiques des matériaux : le diamètre caractéristique utilisé est le D_{50} du transect, pas celui de chaque placette individuellement ;
- du protocole utilisé : la principale source d'erreur réside ici dans l'estimation de la cote des laisses de crue lors de l'épisode à 165 m³/s).

Lorsque nous comparons les résultats obtenus au cours de cette étude avec les résultats compilés par Buffington et Montgomery [Buffington et Montgomery, 1997], nous pouvons constater que le rapport $\tau_c^*/(D_{50}/h_c)$ est cohérent avec l'ensemble des valeurs obtenues par ces auteurs (cf. fig.2.12), mais se situe plutôt dans la gamme haute des valeurs.

2.2.4.3 Gamme de validité des résultats obtenus au sein du système durancien

Nous avons travaillé ici sur six sites localisés en basse Durance (cf. fig.2.4(a)), dont les caractéristiques physiques sont détaillées dans la table 2.2. Le débit-seuil de mise en mouvement obtenu, soit 170 m³/s ($\pm 15 \%$), correspond à une contrainte de cisaillement

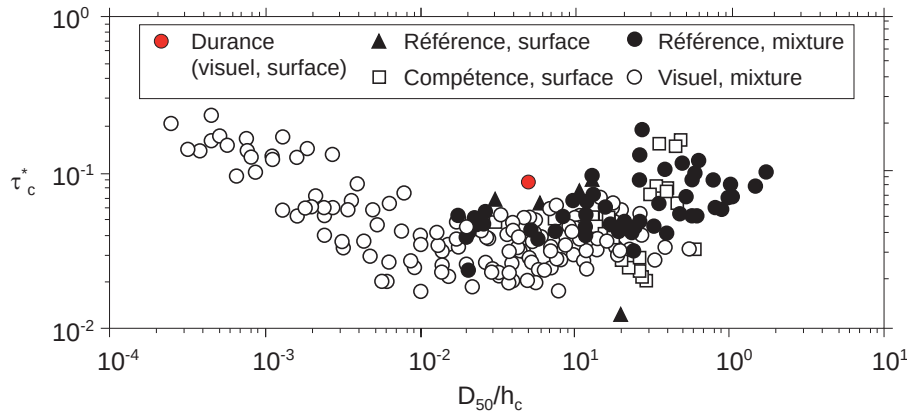


Figure 2.12 : Variabilité du paramètre de Shields critique τ_c^* en fonction de la rugosité relative D_{50}/h_c . *Surface* indique un mélange de laboratoire, *Mixture* indique un matériau de surface. *Visuel*, *Référence* ou *Compétence* indiquent la méthode de définition du début de transport. *Référence* indique un début de transport basé sur l'extrapolation de taux de transport de la charge grossière avec une valeur de référence nulle ou faible. *Visuel* indique que le début de transport a été déterminé lors d'observations visuelles. *Compétence* indique que le début du transport est basé sur le développement de fonctions de « compétence » qui relient la contrainte de cisaillement à la taille maximale de grain [Buffington et Montgomery, 1997].

critique de 14 N/m², ou encore un paramètre de Shields critique τ_c^* de 0,023. Ce seuil de mise en mouvement est donc valable en basse Durance (du barrage de Cadarache en Avignon) *a minima* pour les gammes suivantes en termes de pente (I), largeur de bande active (l_{BA}) et granulométrie (D_{50}) :

- $I \in [1,7; 3,0] \text{ ‰}$;
- $l_{BA} \in [250; 400] \text{ m}$;
- $D_{50} \in [30; 60] \text{ mm}$.

Les caractéristiques physiques et morphologiques (pente, largeur de bande active, granulométrie, style fortement divagant, d'où une mobilité différente...) du tronçon l'Escale-Cadarache sont relativement différentes de celles rencontrées à l'aval de Cadarache. Les résultats obtenus ici ne sont donc pas immédiatement généralisables en moyenne Durance. L'absence de données hydrologiques fiables sur ce dernier secteur rend en outre difficile l'obtention de données similaires en moyenne Durance.

2.2.4.4 Fréquence de la mobilité et conséquences en termes de gestion

Nous proposons la valeur de 170 m³/s comme valeur du débit-seuil de mise en mouvement des particules en Durance.

En considérant la courbe des débits classés à l'aval de Mallemort, la fréquence de dépassement associée à ce débit de 170 m³/s est de l'ordre de 100 jours par an. La valeur admise précédemment par la bibliographie [Sogreah *et al.*, 2001] était de 200 m³/s, valeur dépassée environ 78 jours par an.

Les conséquences en termes de gestion de cette modification (-15 %) de la valeur-seuil du débit de début d'entraînement sont donc importantes, puisque cela revient à considérer qu'il y a mobilité sédimentaire beaucoup plus fréquemment en Durance à l'aval de Mallemort (+28 %). Si les restitutions à Mallemort se basent sur un débit de 250 m³/s, nos résultats

démontrent qu'il y aura mobilité des particules. Cela pourrait correspondre à une mobilité des particules grossières empêchant le colmatage par les fines si les restitutions ne sont pas trop chargées en MES. Ces considérations sont compatibles avec les résultats de l'étude menée par EDF sur le suivi du colmatage en basse Durance [MRE et Sogreah, 2010]. Cependant le comportement des matériaux entre 170 m³/s (début de mobilité des particules) et 500 m³/s (débit morphogène observé) reste à préciser.

2.2.4.5 Perspectives

Variabilité spatiale de la mise en mouvement

Nous proposons la valeur de 170 m³/s comme seuil de mise en mouvement des particules sédimentaires en basse Durance. Il semble que cette valeur corresponde à un début de mobilité sur l'ensemble du banc, notamment en partie centrale du banc (donc dans la zone de courbure maximale). L'essai à 155 m³/s montre que le début du mouvement s'observe plutôt en tête et en queue de banc. Mais compte-tenu de la précision sur la mesure des débits, il est difficile de conclure sur la significativité de cette différence.

En termes de perspectives, une modélisation hydraulique des écoulements pour une gamme de débits proches du début d'entraînement devrait permettre de mieux comprendre la distribution spatiale des contraintes tractrices et, en conséquence, de mieux déterminer les zones de départ privilégié (tête et queue de banc).

Nous avons mis en œuvre cette approche de modélisation pour la mobilité des particules pour le cas d'un débit largement morphogène (cf. parag.2.3.2.5), mais pour le début du mouvement, ce travail reste à réaliser. Cependant nous pouvons d'ores et déjà fournir quelques éléments de réflexion. En effet le site D1 présente des caractéristiques très proches du site sur lequel a été réalisée la modélisation hydraulique (cf. tab.2.9). En première approximation, nous avons donc utilisé le modèle pour calculer les contraintes de cisaillement au fond pour un débit proche du seuil d'entraînement. Ce travail permet d'obtenir, sur le site du PK 205, une carte des contraintes de cisaillement au fond (cf. fig.2.13). Cette carte indique qu'effectivement dans une sinuosité les contraintes de cisaillement au fond semblent plus importantes à l'amont et à l'aval du banc, ce qui est cohérent avec la mobilité des placettes observée sur le site D1 (cf. fig.2.11).

Les vitesses d'écoulement en pied de berge obtenues par cette modélisation hydraulique 3D pour un débit de 170 m³/s indiquent des ordres de grandeur de vitesses compatibles avec une mobilité des particules en pied de berge, sous réserve que le pavage n'y soit pas trop prononcé. D'après les observations de terrain réalisées au cours de l'été 2009 (cf. fig.2.14), il existe très souvent un pavage en pied de berge qui suggère un seuil de mise en mouvement en pied de berge pour des contraintes tractrices (et donc des débits) plus élevés. Nous n'avons pas été en mesure de vérifier cette hypothèse par les mesures de terrain réalisées (installation de bandes peintes sur les berges impossibles à relever).

Paramètre physique	Site D1	Zone d'étude
Localisation (PK)	255–256	205–206
Forme fluviale	BRC	BRC
Pente (‰)	2,18	2,33
l_{BA} (m)	270	290
Indice de sinuosité I_S [Brice, 1964]	1,05	1,07
D_{10} (mm)	17,4	20,4
D_{50} (mm)	41,8	43,2
D_{90} (mm)	89,0	110,7
Indice de tri [Folk et Ward, 1957]	0,92	0,94
Colmatage	Non	Non

Table 2.9 : Comparaison des caractéristiques physiques des secteurs situés aux PK 205 et 255. l_{BA} = largeur de bande active (en 2008), BRC = banc en rive convexe.

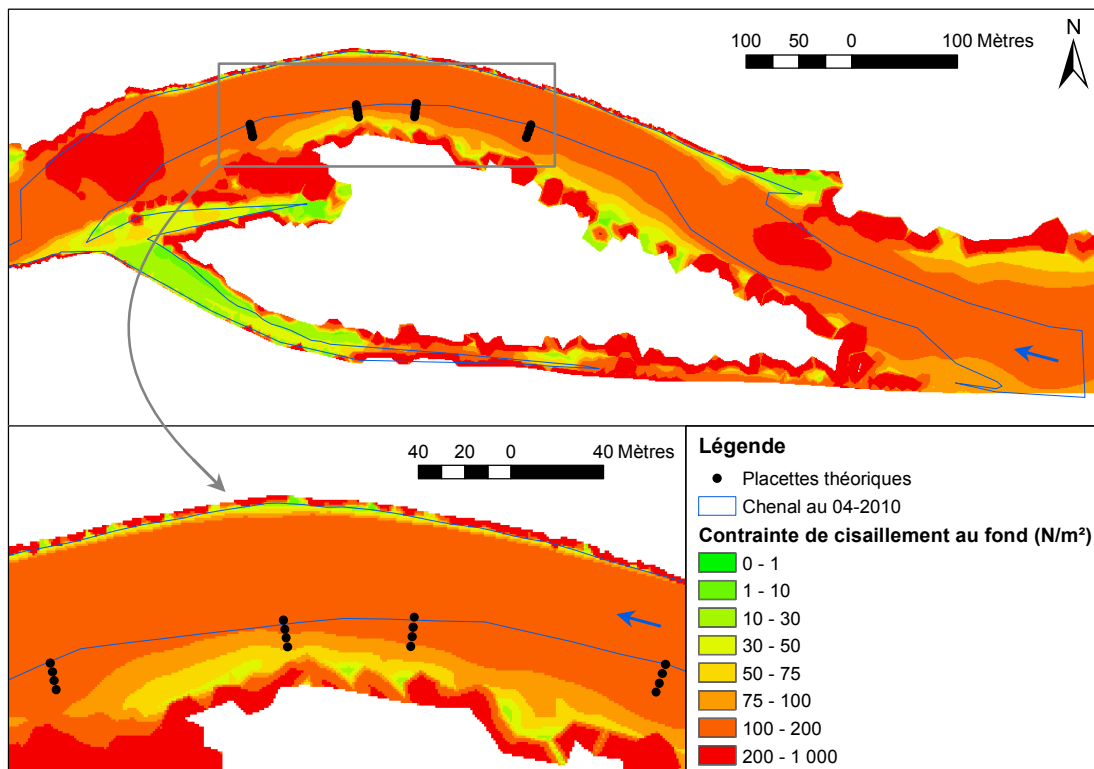


Figure 2.13 : Contrainte de cisaillement au fond pour un débit de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ (modélisation TELEMAC 3D au PK 205, cf. parag.2.3.2.5). Les placettes correspondent à l'emplacement théorique des placettes étudiées au paragraphe 2.2.3.3. Les flèches bleues indiquent la direction de l'écoulement.

Influence de la concentration en matières en suspension

Nous avons réalisé ici des mesures du seuil de mise en mouvement des particules sédimentaires grossières en Durance sans prendre en compte la concentration en matières en suspension (MES) associée. Or cette dernière peut être très élevée en Durance, atteignant facilement $20 \text{ g}/\ell$ en crue (le 27/05/2008, donnée EDF) et jusqu'à $50 \text{ g}/\ell$ [Bertier et Bouchard, 2007]), ce qui correspond à des écoulements très chargés. Ces fortes valeurs de concentration



Figure 2.14 : Pavage en pied de berge au PK 239,5 (cliché personnel).

en MES peuvent modifier la viscosité du fluide en écoulement, et par conséquent augmenter la capacité de l'écoulement à remobiliser la charge de fond (cf. fig.2.15).



Figure 2.15 : La Durance en crue le 30/05/2008 au niveau du pont de Cadenet, pour une turbidité de l'ordre de 12 g/ℓ (cliché C. Charbonnière).

Pour les événements observés, pour les faibles débits (45 et $70 \text{ m}^3/\text{s}$), les concentrations en MES sont très faibles et la mobilité nulle (cf. fig.2.7), tandis que pour le plus fort débit observé, la turbidité est élevée ($14 \text{ g}/\ell$) et la mobilité totale. Mais surtout, nous constatons que pour un débit similaire (165 et $170 \text{ m}^3/\text{s}$) et des conditions de turbidité très éloignées (respectivement 9 et $3268 \text{ mg}/\ell$), la mobilité observée est sensiblement identique. Au vu des événements observés ici (donc pour une gamme de turbidité inférieure à $3000 \text{ mg}/\ell$), la concentration en MES ne semble pas influencer de manière significative sur le Q_c , ou à tout le moins cette influence n'est pas détectable. La gamme de turbidité considérée ne conduit pas à surestimer le seuil de mise en mouvement proposé.

En revanche nous n'avons aucun moyen de savoir quelle pourrait être l'influence d'un colmatage du lit sur la mise en mouvement des particules grossières si l'on considère un

épisode de crue survenant après une série hydrologique qui aurait permis un dépôt important de sédiments fins, conduisant à un colmatage du lit.

2.3 Étude de la mobilité des particules à l'échelle de la forme

L'observation de la mobilité des particules par la méthode des bandes peintes semble indiquer une variabilité intra-forme de celle-ci. il convient donc d'analyser cette variabilité afin de caractériser le processus de mise en mouvement au sein de notre système. Les développements méthodologiques récents du traçage des particules permettent en effet un suivi individualisé des particules.

2.3.1 Synthèse bibliographique et objectifs

2.3.1.1 La variabilité spatiale de la mobilité *in situ*

In situ la conjonction des facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire se traduit par une variabilité spatiale de la mobilité des particules. Ainsi, dans les rivières à charge grossière, les macroformes sédimentaires exercent un rôle significatif sur la mobilité des particules, dans la mesure où leur présence induit une modification de la distribution spatiale de certains facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire [Lamarre et Roy, 2008a]. Cette variabilité spatiale de la mobilité sédimentaire *in situ* est liée à (cf. fig.2.3) :

- la variabilité spatiale des conditions d'écoulement au sein de la forme [Dietrich, 1987, Lefort et Laffont, 2008];
- la variabilité spatiale des caractéristiques des particules [Clayton, 2010].

Ces paramètres se déclinent tant à l'échelle de la forme (alternance tête / queue de banc, radier / mouille, distribution banc / chenal / berge), qu'à l'échelle du tronçon, voire du réseau hydrographique, suivant une logique amont-aval. Ils correspondent à la distinction qu'ont effectuée Einstein et Barbarossa (*in* [Bravard et Petit, 1997]) en décomposant la contrainte tractrice au fond totale en deux composantes :

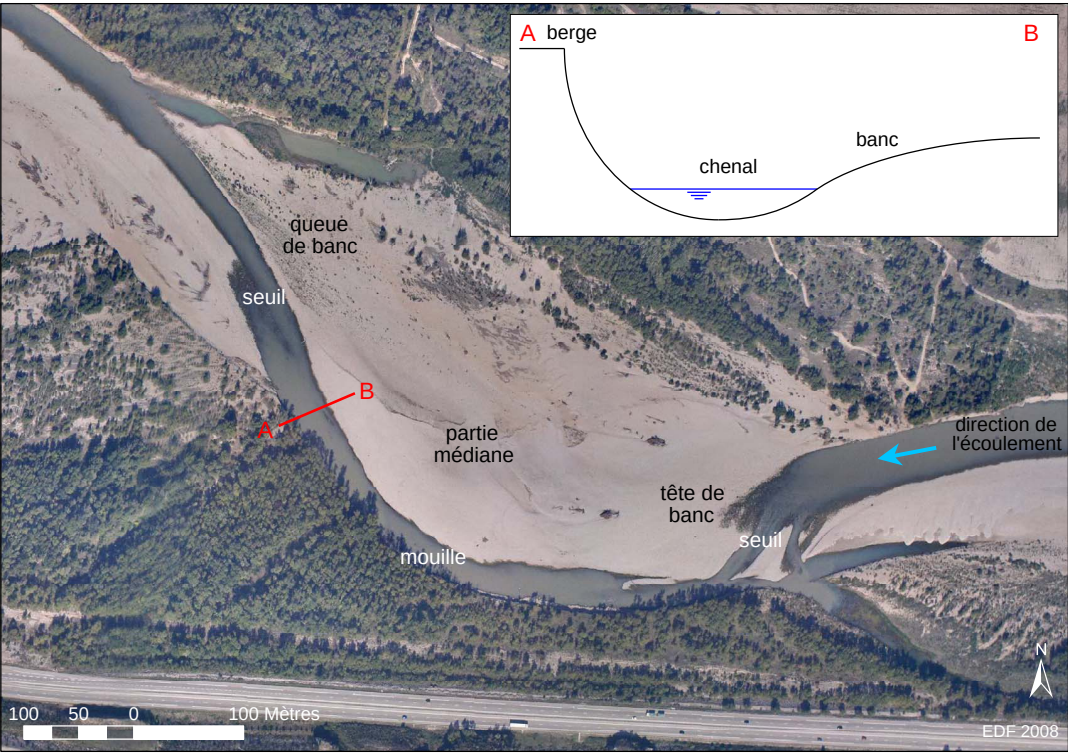
- une contrainte tractrice due à la résistance des particules (*grain shear stress*), observée si le fond du lit était plat ;
- une contrainte tractrice due à la résistance provoquée par les irrégularités du chenal et des berges, c'est-à-dire aux formes du lit (*bedform shear stress*).

Bravard et Petit [Bravard et Petit, 1997] confirment que dans les rivières à charge graveleuse, à méandres avec systèmes seuils-mouilles, la part de la *bedform shear stress* est non négligeable dans l'estimation de la contrainte tractrice totale.

Du point de vue des processus, il y a interaction entre les facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire qui contribuent à façonner la macroforme et la macroforme qui contribue à modifier la distribution spatiale de ces paramètres de contrôle de l'écoulement : c'est le principe de la « **morphodynamique** ».

En particulier si l'on intègre l'environnement lié à la présence d'une macroforme, la particule peut être positionnée sur la berge ou sur le banc, et soumise à une hydrodynamique différente et donc à des contraintes différentes (cf. fig.2.16) [Petit, 1987, Knighton, 1998,

Eaton *et al.*, 2006, Rinaldi *et al.*, 2008]. La modélisation de la distribution des vitesses d'écoulement dans un coude est bien documentée [Lefort et Laffont, 2008], et confirmée par des mesures *in situ* [Thompson, 1986, Whiting et Dietrich, 1991]. L'intérêt de mettre en évidence une telle distribution est de valider le fonctionnement hydraulique et sédimentaire d'un système complexe en reliant la variabilité des contraintes à celle de la mobilité des particules.



(a)

Position au sein du profil en travers		Banc	Chenal	Berge
Position au sein du banc	tête de banc	+++	++	+
	partie médiane	+	+	+++
	queue de banc	–	+	+++
Position au sein du système seuil-mouille	seuil	++	++	++
	mouille	+	–	+++
À l'échelle du tronçon		+	+	++

(b)

Figure 2.16 : (a) Localisation des différentes zones considérées dans la table 2.16(b), l'exemple de la Durance au PK 205. Sur un transect (coupe A–B) : banc, chenal, berge. Sur un profil longitudinal sur le banc : tête de banc, partie médiane, queue de banc. Sur un profil longitudinal dans le chenal : alternance seuil-mouille. (b) Synthèse des zones de plus forte contrainte (et donc de plus forte mobilité) à différentes échelles en fonction de la position de la particule au sein de la forme. +++ = très forte mobilité, ++ = forte mobilité, + = mobilité superficielle, – = dépôt préférentiel.

2.3.1.2 Traçage sédimentaire et suivi de la mobilité des particules dans les rivières à charge graveleuse

Le traçage des sédiments en rivière dans le but d'obtenir des informations sur leur mobilité a commencé au début du XX^e siècle [Richardson, 1902]. Après certaines expérimentations en canal [Einstein, 1937], le traçage des sédiments en rivière s'est développé à partir des années 1950, du fait d'un intérêt grandissant pour les problématiques liées à la mobilité des sédiments, et du développement de technologies applicables à l'étude du transport solide. Les recherches ont alors porté sur la détermination des seuils de mise en mouvement, la description des déplacements des particules (trajectoires, distances de transport), l'influence des caractéristiques des particules et de la morphologie du lit sur le transport des particules, ou les volumes mis en jeu au cours d'un événement. Différentes méthodes existent et produisent des résultats très satisfaisants (cf. tab.2.10 récapitulant différentes études portant sur le traçage sédimentaire en rivières à lits de graviers dont les taux de retour peuvent atteindre à 90%, [Chapuis, 2008]).

Le traçage RFID (*Radio Frequency IDentification*, système passif de traçage de particules par radio-identification) est une des méthodes les plus intéressantes pour le suivi des particules grossières, notamment compte tenu de son coût et de la capacité de suivi individualisé des particules. Les premiers usages des traceurs RFID pour le suivi sédimentaire ont été mis en œuvre pour des cours d'eau de faible largeur [Lamarre *et al.*, 2005, Rollet *et al.*, 2008a]. Plus récemment, cette technique a été utilisée sur des cours d'eau plus larges. Nous présentons dans la table 2.11 une synthèse des traçages effectués sur l'Ain [Rollet, 2007] (site de Gévrieux), le Bouinenc [Liébault *et al.*, 2012] et le Rhin [Arnaud *et al.*, 2011].

L'intérêt d'un suivi individuel des particules est qu'il permet de décrire le mouvement d'une particule en termes de :

- distance de transport (*path length*) : elle correspond à la distance totale parcourue par la particule, depuis sa mise en mouvement jusqu'à son dépôt final ;
- trajectoire de la particule.

L'étude du déplacement des particules a mis en évidence la grande variabilité des distances de transport y compris lors de conditions d'études simples, *i.e.* lorsque le lit présente peu de macroformes ([Hassan et Church, 1992, Church et Hassan, 1992] *in* [Sear *et al.*, 2000]). Mais de nombreux auteurs ont mis en évidence une relation entre distance moyenne de transport et distance moyenne entre zones successives d'érosion et de dépôt [Crickmore, 1967, Kondolf et Matthews, 1986, Goff et Ashmore, 1994, McLean et Church, 1999, Eaton et Lapointe, 2001, Ferguson *et al.*, 2002, Rollet, 2007]. Ainsi Pyrce et Ashmore [Pyrce et Ashmore, 2003] soulignent que pour des lits présentant des macroformes marquées, la distance de transport est au moins partiellement contrainte par la longueur d'onde de ces formes. Or la morphologie du lit est le résultat net du déplacement individuel des particules depuis des *loci* d'érosion ponctuels : la distance de transport des particules doit donc nécessairement correspondre à la longueur d'onde des macroformes pour que la morphologie du lit soit mise en place et conservée.

Méthode	Classe des traceurs (mm)	Nombre de traceurs injectés	Taux de retour	Référence
Peinture	22–128	300	61–98	[Takayama, 1965a] ^{*1}
	22–128	500	42–92	[Takayama, 1965a] ^{*1}
	~ 64–256	35	85–100	[Slaymaker, 1972]
	24–238	877	30–96	[Ashworth, 1987] ^{*2}
	15–130	120	98	[Carling <i>et al.</i> , 1992] ^{*3}
	~ 4–256		35–100	[Sear, 1992, Sear, 1996]
Traceurs radioactifs	25–75		100	[Ramette et Heuzel, 1962]
	8–34	peu	100	[Stelczer, 1968, Stelczer, 1981]
	2–25		100	[Michalik et Bartnik, 1986]
Cœur de fer	25–75		100	[Schmidt et Ergenzinger, 1992] ^{*4}
Traceurs magnétiques : insérés et artificiels	~ 64–256		100	[Ergenzinger et Conrady, 1982]
	45–180		90–93	[Hassan <i>et al.</i> , 1984]
	29		100	[Reid <i>et al.</i> , 1984]
	45–180	282	90–93	[Hassan, 1988]
	45–180		100	[Lekach, 1992]
	60–137		25–100	[Schmidt et Ergenzinger, 1992]
	23–362		50–100	[Wathen <i>et al.</i> , 1997] ^{*5}
Radio transmetteurs	83–130		100	[Ergenzinger <i>et al.</i> , 1989] ^{*6}
	60–100		100	[Chacho <i>et al.</i> , 1989] ^{*7}
Traceurs RFID	39–63	124	94–98	[Nichols, 2004]
	40–250	204	87–96	[Lamarre <i>et al.</i> , 2005]
	25–280	214	87–90	[Rollet, 2007]

Table 2.10 : Synthèse des études portant sur le traçage sédimentaire en rivières à charge graveleuse présentant des taux de retour pouvant atteindre 90%. RFID = *Radio Frequency Identification*, traçage de particules par radio-identification (système passif). ^{*1} voir aussi [Takayama, 1965b]. ^{*2} voir aussi [Ashworth et Ferguson, 1989]. ^{*3} voir aussi [Hassan et Church, 1992]. ^{*4} voir aussi [Gintz *et al.*, 1996]. ^{*5} voir aussi [Ferguson *et al.*, 1996, Ferguson et Wathen, 1998]. ^{*6} voir aussi [Schmidt et Ergenzinger, 1992, Busskamp, 1993, Busskamp, 1994]. ^{*7} voir aussi [Emmett *et al.*, 1990].

L'étude des trajectoires des particules intervient souvent dans une logique de compréhension des phénomènes en lien avec les conditions hydrauliques. Toutefois, dans le cas ponctuel d'une rupture de berge, il peut être également intéressant de connaître la trajectoire des particules sédimentaires introduites « brutalement » dans l'écoulement pour connaître la zone d'influence potentielle de cette recharge en matériaux [Pyrce et Ashmore, 2003]. De nombreuses études ont également utilisé des traceurs dans un objectif opérationnel de quantification des flux solides grossiers lors d'une crue. Ce sont les distances de transport des traceurs qui sont étudiées principalement. Couplées à des mesures de la couche active du lit, certains auteurs les utilisent pour évaluer le transport solide [Crickmore, 1967, Laronne

Étude	[Rollet, 2007]	[Liébault <i>et al.</i> , 2012]	[Arnaud <i>et al.</i> , 2012]
Système étudié	Ain	Bouinenc	Rhin
Largeur de bande active	100 m	40 m	100 m
Q_{max}	800 m ³ /s	41 m ³ /s	1 084 m ³ /s
Période de retour	2 ans	?	2 ans
Traceurs injectés	400	452	1 494
Traceurs retrouvés	52 % – 208	88 % – 398	43 % – 635
Traceurs mobiles	36 % – 144	51 % – 230	92 % – 1 381
Traceurs mobiles sur ceux retrouvés	69 %	44 %	82 %

Table 2.11 : Synthèse de trois études de traçage RFID sur des systèmes larges : l’Ain, le Bouinenc et le Rhin. Q_{max} indique le débit maximal qui a transité dans le cours d’eau au cours du suivi. Les nombres en italique indiquent le nombre de traceurs correspondant.

et al., 1992, Haschenburger et Church, 1998, Rollet, 2007, Liébault et Laronne, 2008, Cappani, 2011] en calculant un volume de sédiments transportés pendant l’événement [Hubbell et Sayre, 1964, Crickmore, 1967, Hassan et Church, 1992, Laronne *et al.*, 1992, Liébault et Laronne, 2008], ou en calculant des vitesses de transport apparentes [Hubbell et Sayre, 1964, Crickmore, 1967, Kondolf et Matthews, 1986, Carling, 1987, Hassan et Church, 1992, Haschenburger et Church, 1998].

2.3.1.3 Objectifs

La complexité de la mise en mouvement *in situ* des particules est de mieux en mieux appréhendée, notamment en ce qui concerne la sensibilité du seuil de mise en mouvement aux conditions locales. Cette variabilité locale est liée à la distribution spatiale des facteurs de contrôle, à l’agencement et au mélange des particules : il est donc essentiel de replacer le seuil de mobilité dans une logique spatiale afin de caractériser la réalité spatiale du phénomène. L’objectif de cette partie est de produire une analyse plus détaillée des modalités de mise en mouvement des particules, par le biais d’un suivi individualisé qui permet d’accéder à des informations comme la taille des particules, leur trajectoire, leur distance de transport. Secondairement, ces observations nous permettront également d’obtenir des éléments de validation d’un modèle hydraulique 3D (TELEMAC 3D) afin d’évaluer la pertinence de son utilisation en rivière.

Ainsi nous cherchons à obtenir une analyse fine des conditions de départ des particules, de leurs trajectoires et des distances de transport. Cette meilleure description des processus de la mobilité des particules vise à améliorer la compréhension des processus en jeu lorsqu’on considère que la particule se déplace au sein et vis-à-vis d’une forme sédimentaire (le banc, la berge, le système seuil-mouille). À terme, cette compréhension de la mobilité des particules permettra également de mieux expliquer la mobilité des macroformes sédimentaires (cf. chap.3).

Nous cherchons donc à caractériser la variabilité spatiale de la mobilité des particules au sein de la forme à travers la relation entre contrainte, morphologie et mobilité des particules. Il s'agit de déterminer, à l'échelle de la forme fluviale (*i.e.* sur un tronçon correspondant à la succession de deux sinuosités), les modalités de la mobilité intra-forme des particules, de déterminer la variabilité de cette mobilité intra-forme, et enfin de déterminer les modalités de la mobilité inter-forme des particules.

2.3.2 Site d'étude et méthodes

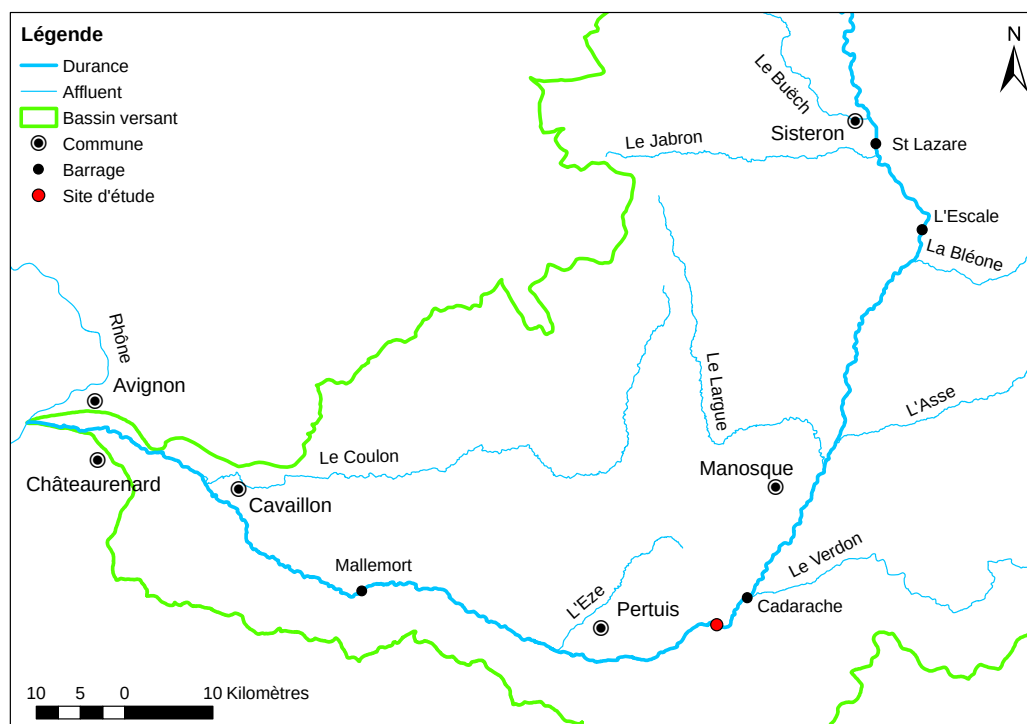
2.3.2.1 Site d'étude

Dans la partie précédente (cf. parag. 2.2), nous avons cherché à déterminer le seuil de mobilité des particules en s'affranchissant au maximum de la variabilité liée à la présence d'une forme fluviale. L'objectif de cette partie est justement de mettre en évidence l'influence de la macroforme sur la mobilité des particules sédimentaires, nous avons donc choisi une sinuosité bien développée. Notre site d'étude est situé 5 km à l'aval du barrage de Cadarache, dans la basse vallée de la Durance (cf. fig. 2.17). Il draine un bassin versant intermédiaire de l'ordre de 11 700 km².

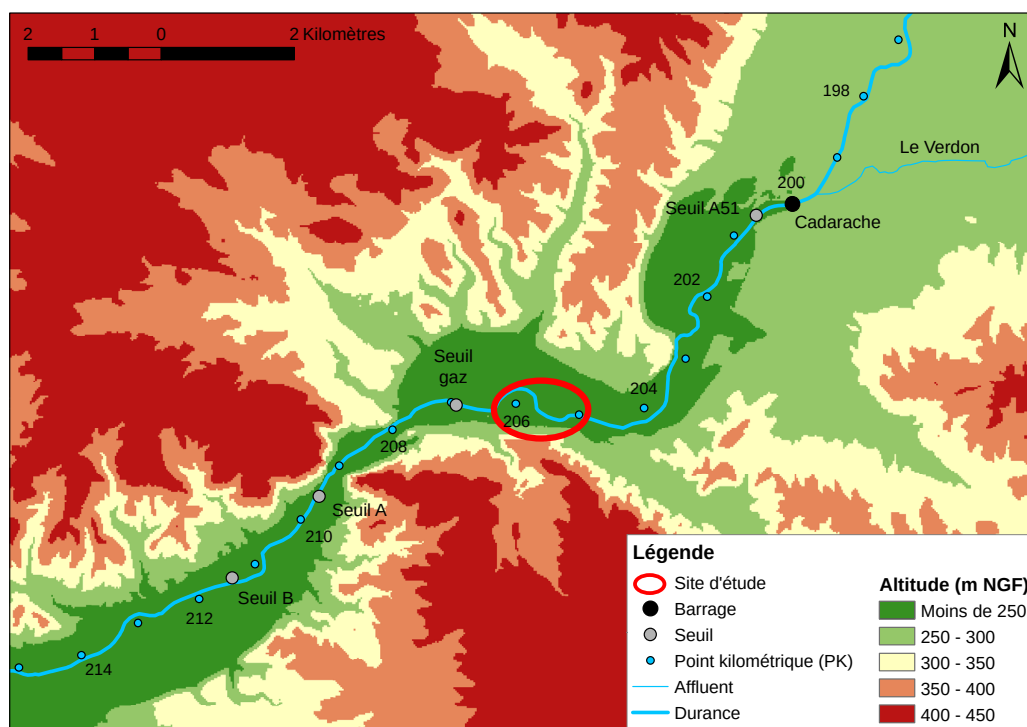
Le tronçon d'étude a une pente de 2,33 ‰ [Lefort, 2007] et est caractérisé par un chenal unique sinueux à l'étiage, qui devient légèrement divagant en crue. La largeur de la **bande active** (*i.e.* la portion du lit alluvial, remaniée fréquemment, qui correspond aux bancs de galets, pas ou peu végétalisés, et aux chenaux d'étiages [Rundle, 1985]) est comprise entre 200 et 300 m. Le tronçon présente une alternance seuils-mouilles marquée avec, à l'étiage, des seuils « en barreaux », forme typique des rivières divagantes. La zone d'étude, longue de 1,5 km, correspond à l'enchaînement de deux sinuosités, situées aux PK 205 et 206 (cf. fig. 2.17).

Dans ce secteur le cours d'eau coule dans ses propres alluvions et a connu une légère incision ces dernières années, pouvant aller jusqu'à 3 m à l'aval immédiat du barrage (cf. fig. 2.18 et [Lefort, 2007]). Toutefois la transparence à Cadarache, envisagée par EDF dès 2003 [Barbiero *et al.*, 2003] et mise en place dans le cadre du Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert *et al.*, 2008b], devrait permettre de palier au déficit sédimentaire du tronçon [Lefort, 2007]. Depuis 2008, les observations de terrain sur la progression de la charge immédiatement à l'aval du barrage confirment que les transparences permettent bien un passage de matériaux grossiers à l'aval du barrage.

Au niveau de notre site d'étude, la charge solide est essentiellement grossière, caractérisée par des matériaux d'un diamètre médian de l'ordre de 40 mm en surface, mais localement variable (cf. fig. 2.19(a)), avec des lentilles de dépôts de sédiments fins sur les bancs et dans les bras morts, que l'on retrouve dans les coupes transversales des berges (cf. fig. 2.19(b)). Ces berges sont hautes de 3 à 4 m, avec une épaisseur de dépôts de fines de l'ordre de 1 m. La granulométrie des matériaux est plus grossière en tête de banc qu'en queue de banc (cf. fig. 2.19(a)), mais ne contribue pas à une fixation significative du lit. Afin de préserver



(a)



(b)

Figure 2.17 : Site d'étude de la mobilité des particules à l'échelle de la forme (PK 205–206). (a) Position à l'échelle du bassin versant. (b) Positionnement à l'échelle du tronçon : noter la position de notre site d'étude entre le barrage de Cadarache à l'amont (PK 200) et la cluse de Mirabeau (PK 208) à l'aval, qui contraint latéralement la Durance à cet endroit.

la capacité d'écoulement du lit, un essartement préventif de la végétation pionnière est réalisé très régulièrement sur les bancs (tous les 3–4 ans, source SMAVD). En conséquence,

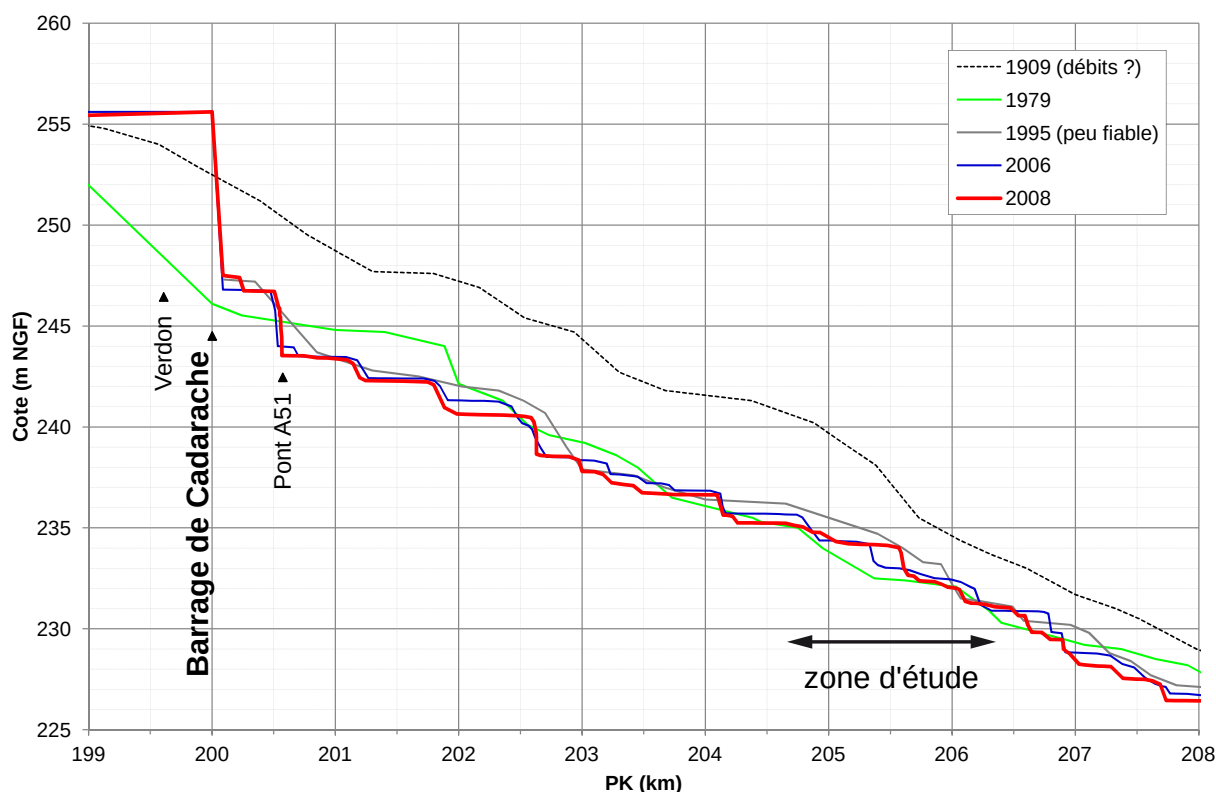


Figure 2.18 : Profils en long d'étiage de la zone d'étude (2008 et antérieurs).

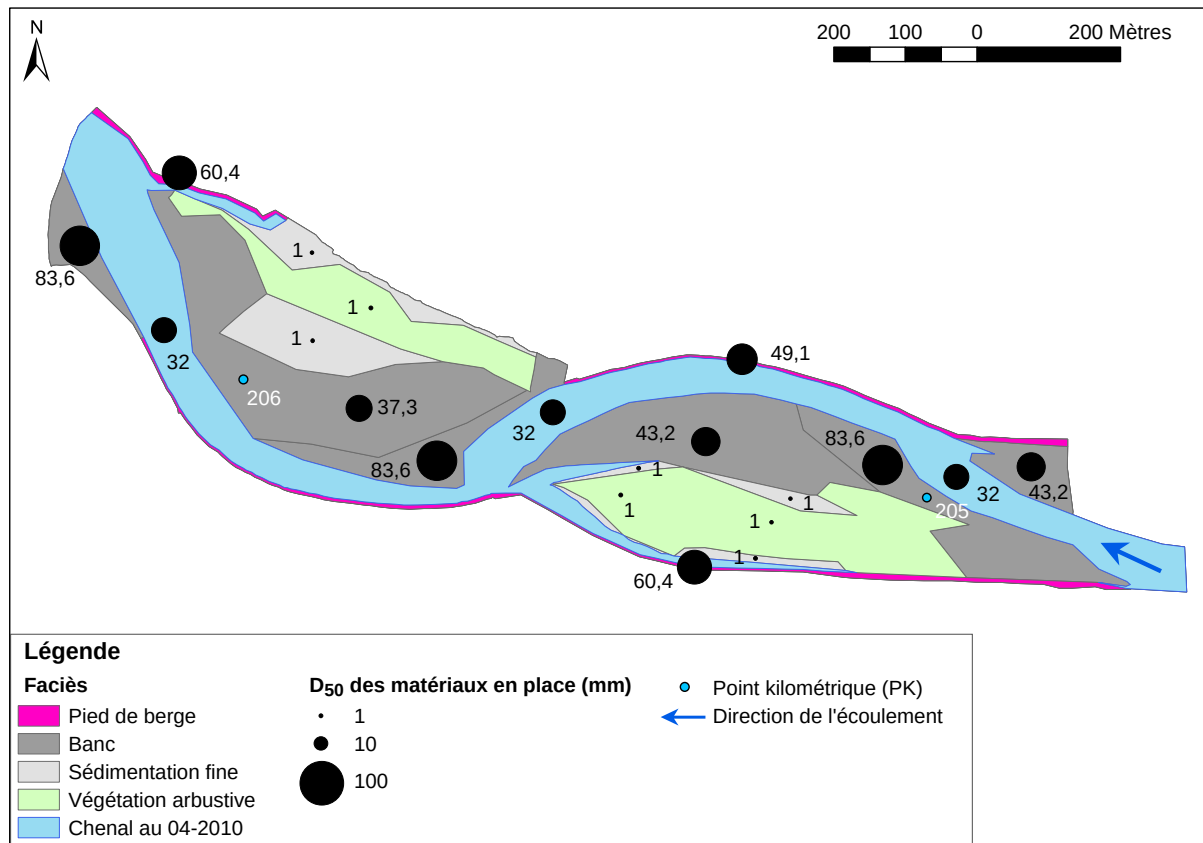
la végétation sur les bancs se limite à une végétation herbacée à arbustive, favorisant les dépôts de sédiments fins dans les parties hautes des bancs.

2.3.2.2 Suivi des particules par traçage RFID

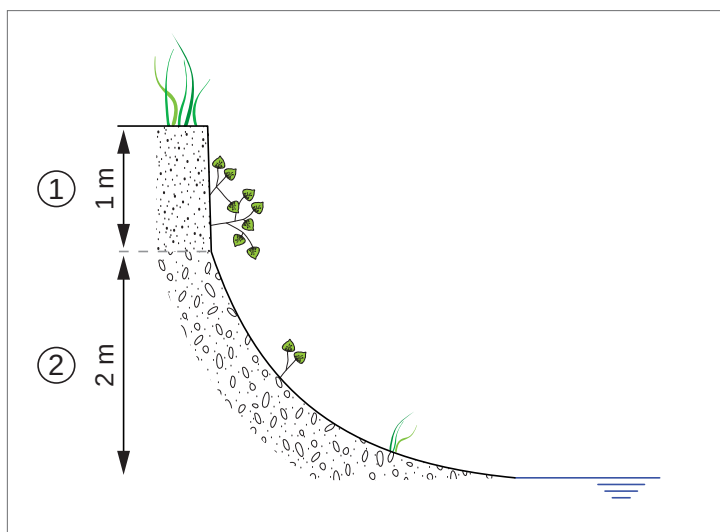
Nous avons mis en place 232 traceurs équipés de transpondeurs passifs (*PIT tags*, *Passive Integrated Transponders*) en avril 2010, répartis sur cinq transects (cf. fig. 2.20).

Cette technique de traçage RFID a déjà été utilisée avec succès pour le suivi des particules sur de petits cours d'eau [Nichols, 2004, Lamarre *et al.*, 2005, Lamarre et Roy, 2008b, Lamarre et Roy, 2008a, Rollet *et al.*, 2008a, Camenen *et al.*, 2010, Liébault *et al.*, 2012, Capanni, 2011]. La distribution granulométrique des traceurs reproduit celle des sédiments en place, tronquée à 32 mm. Cette troncature correspond à la taille minimale de particule qu'il est techniquement possible d'équiper (cf. fig. 2.21). Il a été démontré [Chapuis, 2008] que l'on peut négliger la perte de masse associée au perçage de la particule, à l'insertion du transpondeur, et au rebouchage par une résine. Afin de déterminer la distribution granulométrique des matériaux en place, plusieurs échantillonnages granulométriques ont été réalisés en 2009 sur chacun des bancs et des pieds de berge de la zone d'étude suivant la méthode Wolman (*pebble counts* sur des transects, [Wolman, 1954]) à 400 particules, selon le protocole décrit par Bunte et Abt [Bunte et Abt, 2001].

Afin d'optimiser la reprise des traceurs par l'écoulement, les traceurs sont répartis régulièrement sur chaque transect : tous les 2 m au niveau de la bande active (non végétalisée,



(a)



(b)



(c)

Figure 2.19 : (a) Distribution spatiale par faciès des diamètres médians (D_{50} , mm) des matériaux de surface en 2009. (b) Schéma structural de la portion médiane de la berge localisée au PK 205 ; la berge localisée au PK 206 présente une structure similaire. ① Limons très cohésifs avec une faible proportion de sables ; présence de systèmes racinaires développés, couche très déstructurée. ② Galets de 11 à 181 mm de diamètre, dans une matrice sablo-limoneuse ; présence de systèmes racinaires peu développés (arbustes, herbacées). (c) Photographie de la berge schématisée dans la figure 2.19(b) : portion médiane de la berge localisée au PK 205.

y compris dans le chenal en eau, dans sa partie accessible), tous les 5 m sur les portions végétalisées. Chaque traceur a été mis en place de manière à reproduire (cf. fig.2.21) :

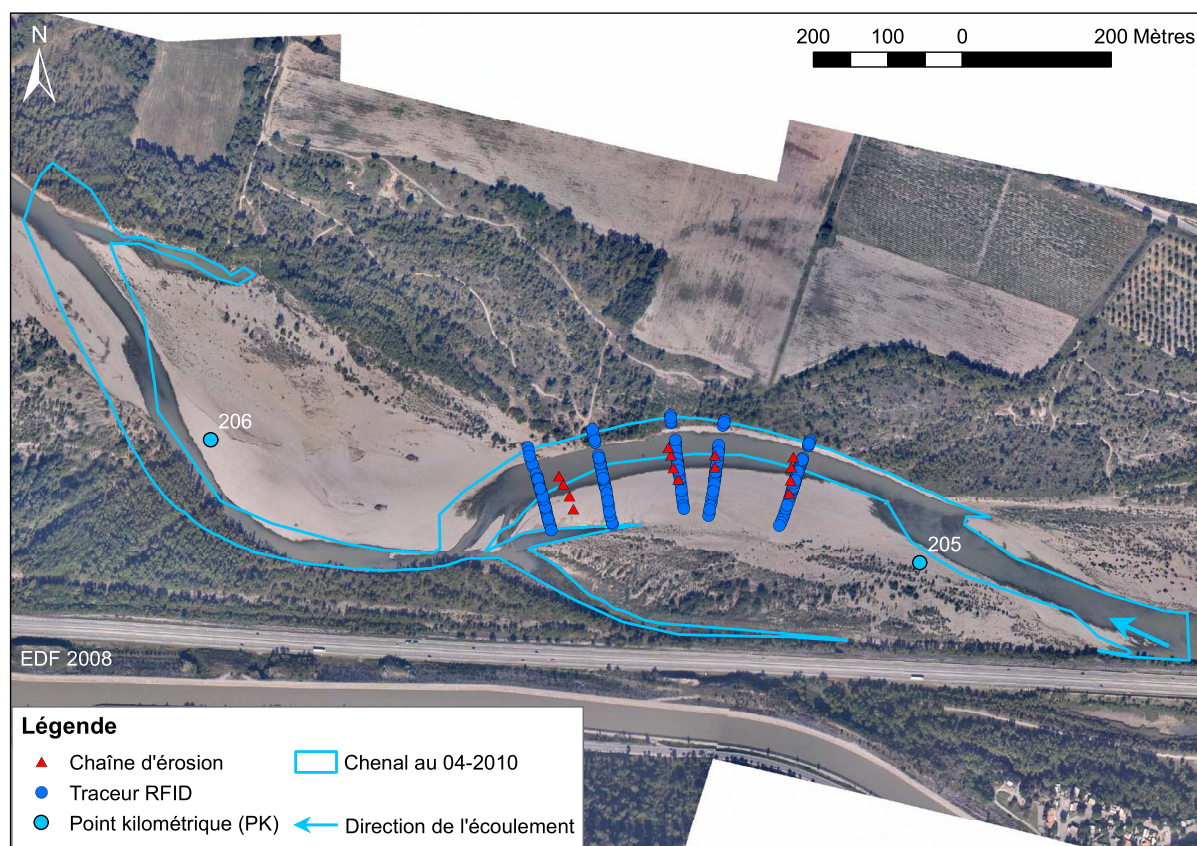


Figure 2.20 : Site d'étude de la mobilité sédimentaire dans un système seuil-mouille et position des traceurs et des chaînes d'érosion.

- la taille et la forme de la particule qu'il remplace, afin de respecter les principaux facteurs contrôlant la mobilité des particules [Lamb *et al.*, 2008, Wiberg et Smith, 1987] *in* [Turowski *et al.*, 2011] ;
- l'imbrication des particules, afin éviter un départ privilégié du traceur.

Grâce à la technologie RFID, les traceurs sont munis d'un code d'identification unique, qui, couplé à l'utilisation d'un GPS haute précision, permet de connaître la position initiale et la position finale de chaque traceur, avant et après l'épisode de crue étudié [Nichols, 2004, Lamarre *et al.*, 2005, Rollet *et al.*, 2008a, Camenen *et al.*, 2010, Liébault *et al.*, 2012, Capanni, 2011, Arnaud *et al.*, 2011]. La taille et la forme de chaque traceur a été relevée avant leur mise en place, ce qui permet d'avoir, pour chaque traceur mis en place : sa taille, sa forme, sa position initiale (latérale et longitudinale).

D'après les résultats de l'étude conduite par Schneider *et al.* [Schneider *et al.*, 2010], qui utilise le même système de détection de traceurs (antennes Léonie) et des traceurs aux caractéristiques identiques, la profondeur de détection est respectivement de 0,3 m et 0,45 m pour les antennes de 0,53 m et 0,84 m de diamètre. Des résultats similaires ont été obtenus lors d'essais réalisés avec une antenne de 0,8 m de diamètre [Chapuis, 2008] qui a également été utilisée dans cette étude. Nous retiendrons ainsi une profondeur de détection de l'ordre de 0,3 m. Les distances de transport des traceurs sont estimées avec une précision de l'ordre de $\pm 1,5$ m, erreur qui intègre l'erreur de détection liée au diamètre de l'antenne, l'erreur associée



(a) Perçage de la particule



(b) Insertion du transpondeur et rebouchage



(c) Choix du traceur mimant la particule à l'abscisse 7 m



(d) Remplacement de la particule par le traceur à l'abscisse 7 m

Figure 2.21 : Mise en place des traceurs.

au relevé GPS et celle liée au géoréférencement sous système d'information géographique (SIG).

2.3.2.3 Suivi topographique de la zone d'étude

Conjointement à la mise en place des traceurs, une topographie de l'ensemble de la zone (berge, banc, chenal en eau) a été réalisée (les 26 et 27/04/2010) à l'aide d'un GPS RTK (modèle Trimble R8 GNSS), la précision après post-traitement des données acquises étant estimée à 10 et 15 cm respectivement en plan et en altitude.

Le suivi topographique par GPS est complété par le suivi de 14 chaînes d'érosion (*scour chains*). Les chaînes ont été mises en place le 01/06/2010, et réparties sur quatre transects (cf. fig. 2.20). Les chaînes ont été placées à l'aval immédiat des transects utilisés pour la mise en place des traceurs, ceci afin d'éviter toute perturbation hydraulique lors du départ des

traceurs [Laronne *et al.*, 1992, Rollet, 2007, Liébault et Laronne, 2008, Capanni, 2011]. Dans la mesure du possible, pour chaque transect, nous avons mis en place une chaîne dans le chenal en eau à l'étiage, une chaîne sur le banc à proximité du chenal, une à mi-hauteur du banc, et une en haut du banc. Les chaînes ont été insérées à la verticale du banc, à l'aide d'une tige en métal et d'un marteau-piqueur (cf. fig.2.22). Pour aider à la prospection des chaînes lorsqu'elles étaient enfouies, nous avons utilisé un détecteur de métaux du modèle Minelab-Excalibur II, préalablement calibré pour détecter les chaînes d'érosion et éviter dans la mesure du possible de détecter d'autres corps métalliques, potentiellement présents dans le lit de la Durance.



(a) Dispositif d'insertion d'une chaîne



(b) Chaîne d'érosion mise en place

Figure 2.22 : Mise en place des chaînes d'érosion.

Le suivi topographique intègre les phases d'érosion et de dépôt au cours d'un même événement ; l'utilisation des chaînes d'érosion doit permettre de préciser en partie ces alternances pour l'épisode de crue considéré (cf. parag.2.3.2.4).

L'utilisation conjointe de traceurs et de chaînes d'érosion est communément utilisée sur les petits cours d'eau [Laronne *et al.*, 1992, Liébault et Laronne, 2008, Capanni, 2011], mais encore très peu sur les grands systèmes [Rollet, 2007]. Notre étude permet également de tester l'utilisation de cette méthode sur des systèmes larges (largeur de la bande active au droit du banc étudié : 120 m en 2008 ; largeur de la zone en eau lors de la crue du 16/06/2010 de période de retour 4 ans : 280 m).

2.3.2.4 Hydrologie et début du transport

Nous disposons pour la période considérée des chroniques de débits fournies par EDF au niveau du barrage de Cadarache (soit 4 km à l'amont). Ces données sont fournies avec une

précision de l'ordre de 15 % (J. Mosseri, EDF, *comm. pers.*); les apports du bassin versant intermédiaire entre le barrage de Cadarache et le site d'étude peuvent être négligés (pas d'affluent intermédiaire significatif). Nous disposons également de quelques laisses de crue pour l'événement de période de retour 4 ans ayant eu lieu en juin 2010, permettant d'avoir une idée des hauteurs d'eau maximales ($Q_{max} = 1156 \text{ m}^3/\text{s}$ le 16/06/2010) (cf. fig.2.23). D'après les résultats du paragraphe 2.2, nous considérons que la mobilité des particules a lieu à partir d'un débit de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ ($\pm 15 \%$). Ce seuil de mise de mouvement a été dépassé 16 jours au cours de l'épisode de crue de période de retour 4 ans considéré ici.

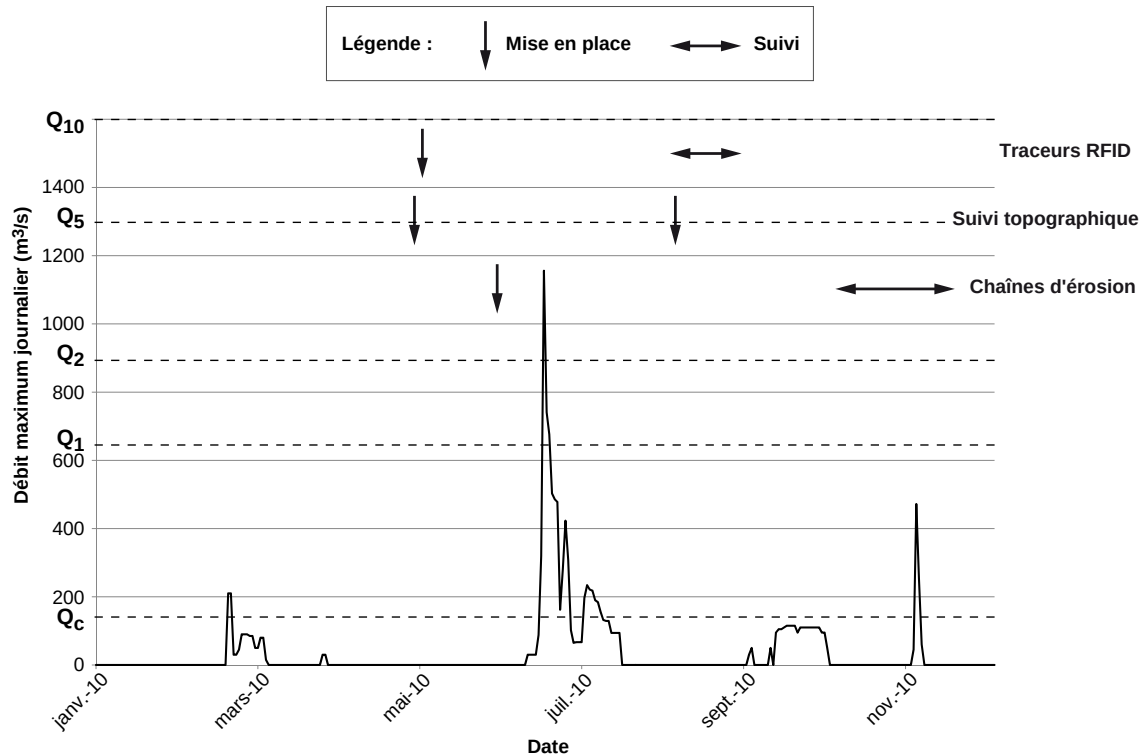


Figure 2.23 : Hydrogramme à l'aval du barrage de Cadarache (débit maximum journalier) et dates des interventions. Q_i indique le débit de période de retour i ans. Q_c est le débit de début d'entraînement.

2.3.2.5 Modélisation hydraulique 3D de la zone d'étude

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. parag.2.3.1.1), la mobilité d'une particule sédimentaire est fortement liée à la distribution des vitesses (horizontales sur le banc, horizontales et verticales sur la berge) dans l'écoulement, dans la mesure où c'est le facteur clef de la détermination des forces tractrices (*bed shear stress*) mises en jeu. Une modélisation 2D des vitesses d'écoulement dans notre zone d'étude apporterait ainsi des clefs d'interprétation pour les phénomènes de transport observés sur les bancs, mais n'est pas adaptée dans le cas d'un coude prononcé [Sogreah, 2008a, Lefort et Laffont, 2008]. Dans la mesure où nous cherchons à dégager les modalités de transport des sédiments sur les berges et à coupler cette mobilité des berges avec celles des bancs en regard, il apparaît que les apports d'une modélisation 3D sont encore plus intéressants du fait de la complexité des écoulements secondaires dans le coude.

Pour connaître la distribution des vitesses au sein de l'écoulement au pic de crue et au début du mouvement, nous avons utilisé le logiciel TELEMAC 3D, développé par le Laboratoire National d'Hydraulique (département de la Division Recherche et Développement d'EDF) [Manoha *et al.*, 1992]. Ce logiciel a déjà été testé sur la Cèze, pour un coude dont le rayon de courbure était plus prononcé [Lefort et Laffont, 2008]. Notre modèle, obtenu à partir des données topographiques, granulométriques et des laisses de crues relatives à l'événement suivi, comprend 15 600 mailles en 2D, intégrées sur 10 plans verticaux. En régime permanent, il fournit à chaque point du maillage les données suivantes :

- la cote du fond, *i.e.* la topographie retenue pour la modélisation, en l'occurrence l'état ante-crue d'avril 2010 ;
- la hauteur d'eau ;
- la vitesse de surface ;
- la vitesse moyenne sur la colonne d'eau ;
- la vitesse au fond (cf. éq.2.14) ;
- la vitesse de frottement, à multiplier par la masse volumique de l'eau pour obtenir la contrainte de cisaillement au fond.

Nous avons fait tourner le modèle pour deux débits : 1 000 m³/s, correspondant au débit en crue, et 170 m³/s, correspondant à un débit proche du seuil d'entraînement. En sortie de modèle, nous avons calculé pour chacun des deux débits la contrainte de cisaillement au fond en chaque point du maillage (cf. parag.2.2.1.1 et éq.2.14) :

$$\tau = \rho u_{\star}^2 \quad (2.14)$$

avec $u_{\star}^2$ = vitesse de frottement fournie en sortie de TELEMAC 3D et ρ = masse volumique de l'eau (1 000 kg/m³).

La carte des contraintes de cisaillement au fond pour chacun des deux débits est enfin obtenue par une interpolation linéaire à partir des points du maillage (réalisée avec 3D Analyst sous ArcGIS).

Afin de connaître la distribution des vitesses au sein de l'écoulement au pic de crue, nous avons fait tourner le modèle pour un débit de 1 000 m³/s. Dans la mesure où nous avons fait tourner le modèle en régime permanent, nous avons choisi de prendre un débit légèrement inférieur au débit de pointe mesuré *in situ* c'est-à-dire de 1 156 m³/s. La calibration du modèle a été réalisée vis-à-vis des hauteurs d'eau, grâce à des laisses de crue relevées après l'épisode de crue du 16/06/2010 (cf. parag.2.3.2.4).

2.3.3 Résultats

2.3.3.1 Taux de retour des traceurs

La recherche des traceurs a eu lieu du 28/07/2010 au 24/08/2010, et a couvert une surface de 5,5 ha. 95 traceurs ont été retrouvés sur les 232 introduits, ce qui correspond à un taux de retour global de 41 % (cf. fig.2.24). Pour comparaison, Rollet [Rollet, 2007] avait obtenu un taux de retour global de 52 % sur l'Ain (taux comprenant les traceurs qui n'avaient pas bougé) : le taux de retour que nous avons obtenu, sur un système deux fois plus large, est donc correct.

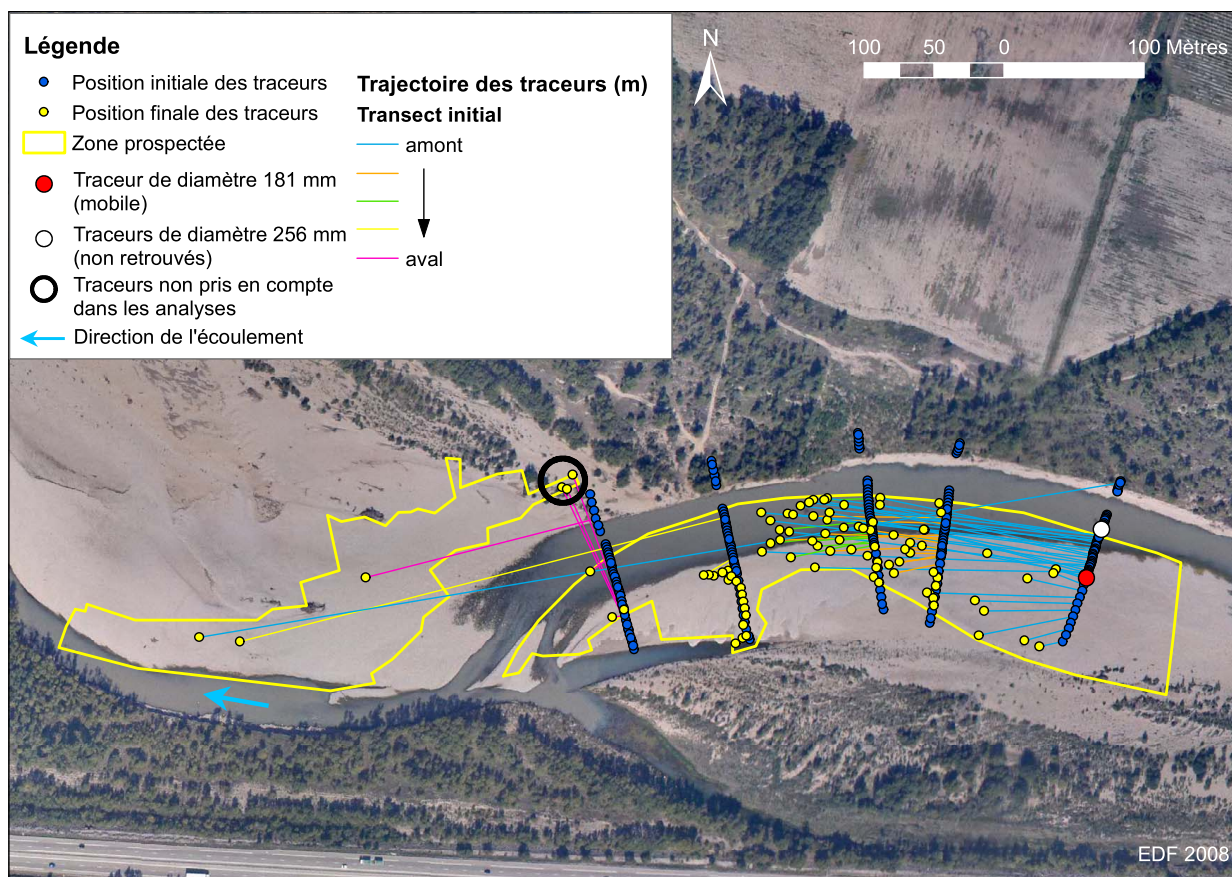


Figure 2.24 : Trajectoire des traceurs suite à la crue du 16/06/2010.

Toutefois trois traceurs ont des trajectoires perpendiculaires à l'écoulement, ce que nous interprétons comme le fait qu'ils aient été déplacés manuellement avant l'épisode de crue par une personne (cf. fig.2.24). Nous baserons donc la suite de nos analyses sur les 92 traceurs restants, ce qui correspond à un taux de retour des traceurs mobiles de 33 % (cf. tab.2.12). Sur l'Ain, Rollet [Rollet, 2007] avait obtenu un taux de retour des traceurs mobiles de 25 à 36 %, ce qui correspond à une proportion de traceurs retrouvés et mobiles de 69 % (contre 80 % pour notre étude, cf. tab.2.11). En comparaison, nous avons donc retrouvé un peu plus de traceurs mobiles, ce qui semblerait valider notre technique de prospection : nous ne surestimons pas l'importance des traceurs immobiles.

La distribution granulométrique des traceurs retrouvés est quasiment identique à celle des traceurs mis en place (cf. fig.2.25). Il n'y a donc probablement pas de biais d'interprétation

	Sur les 232 traceurs injectés	Sur les 92 traceurs retrouvés et validés
Traceurs retrouvés	41 % – 95	100 % – 92
Traceurs mobiles ($d > 2$ m)	33 % – 77	80 % – 74

Table 2.12 : Taux de retour des traceurs pour la crue du 16/06/2010. Les nombres en italique indiquent le nombre de traceurs correspondant. d = distance de transport.

des résultats obtenus en ce qui concerne la taille des traceurs retrouvés par rapport à la fraction grossière des matériaux en place sur le site d'étude : les modalités de transport des traceurs ne sont *a priori* pas trop affectées par rapport aux particules sédimentaires du site d'étude (cf. parag.2.3.2.2). Nous disposons ainsi, pour un événement de période de retour 4 ans, des distances de transport (cf. fig.2.24) de 92 particules sédimentaires, distances de transport qui sont à relier avec la taille, la forme et la position initiale (latérale et longitudinale) de chaque traceur.

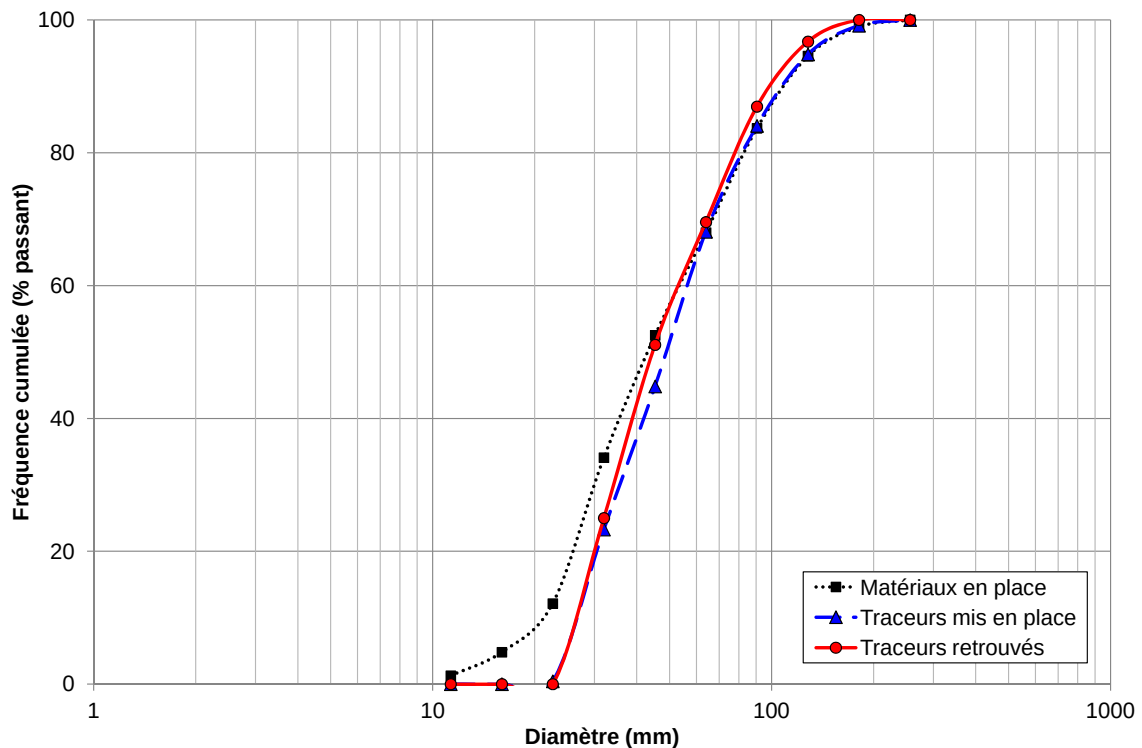


Figure 2.25 : Distributions granulométriques des matériaux en place sur le site d'étude, des traceurs mis en place et des traceurs retrouvés. La distribution granulométrique des matériaux en place sur le site d'étude diffère de celle des traceurs mis en place pour les petits diamètres (cf. parag.2.3.2.2).

2.3.3.2 Contrainte de cisaillement au fond et mobilité des traceurs

L'étude de la contrainte au fond, obtenue en sortie de modèle par le logiciel TELEMAC 3D, nous permet d'intégrer les paramètres qui caractérisent l'écoulement (hauteur d'eau, vitesses), et ainsi d'intégrer l'influence des positions initiales longitudinale et latérale. Nous observons que la zone de mise en mouvement des particules correspond aux plus fortes valeurs de contraintes de cisaillement au fond (cf. fig.2.26).

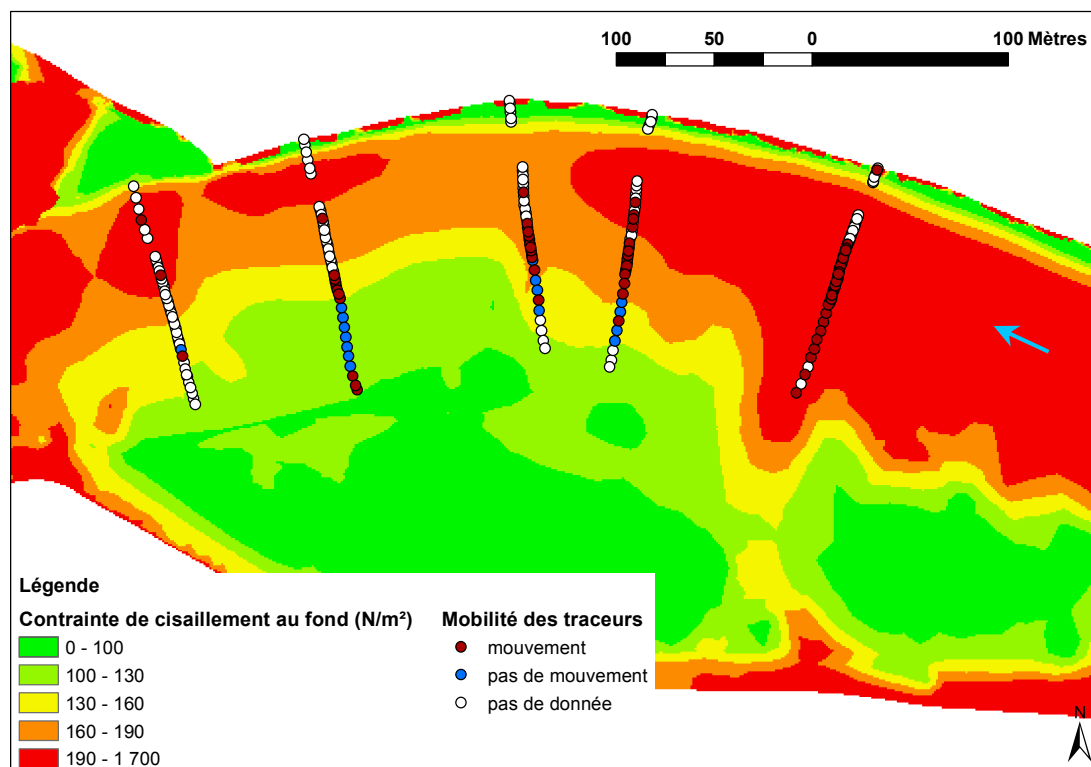


Figure 2.26 : Contrainte de cisaillement au fond et mobilité des traceurs. La flèche bleue indique la direction de l'écoulement.

Pour chaque traceur, nous avons extrait la valeur de la contrainte de cisaillement au fond correspondant à la position initiale des particules. Nous obtenons ainsi pour chaque traceur :

- sa mobilité oui (< 2 m) / non (< 2 m) / traceur non retrouvé pour la crue de période de retour 4 ans ;
- sa classe granulo correspondante ;
- la contrainte de cisaillement au fond correspondant au pic de crue pour sa position initiale.

L'analyse de la mobilité des traceurs en fonction de la contrainte de cisaillement au fond au pic de crue (cf. fig.2.27) permet d'identifier une valeur de contrainte au fond au pic de crue qui correspond à une « limite de mise en mouvement spatialisée » : au-dessus de 30 N/m^2 , les traceurs retrouvés ont tous bougé. Cette valeur de 30 N/m^2 est deux fois supérieure à la contrainte de cisaillement critique mise en évidence au paragraphe 2.2.3.2 (14 N/m^2), mais reste néanmoins du même ordre de grandeur. Les valeurs de contrainte de cisaillement en sortie de modèle pour un débit de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ (cf. parag.2.2.4.5) indiquent une contrainte moyenne de $13,8 \pm 3,5 \text{ N/m}^2$.

2.3.3.3 Distances de transport des traceurs

Distances de transport et classe granulométrique

Nous avons observé une distance de transport moyenne de 90 m ($\pm 1,5 \text{ m}$) et une distance maximale de transport de 668 m ($\pm 1,5 \text{ m}$). Le comportement des classes granulométriques

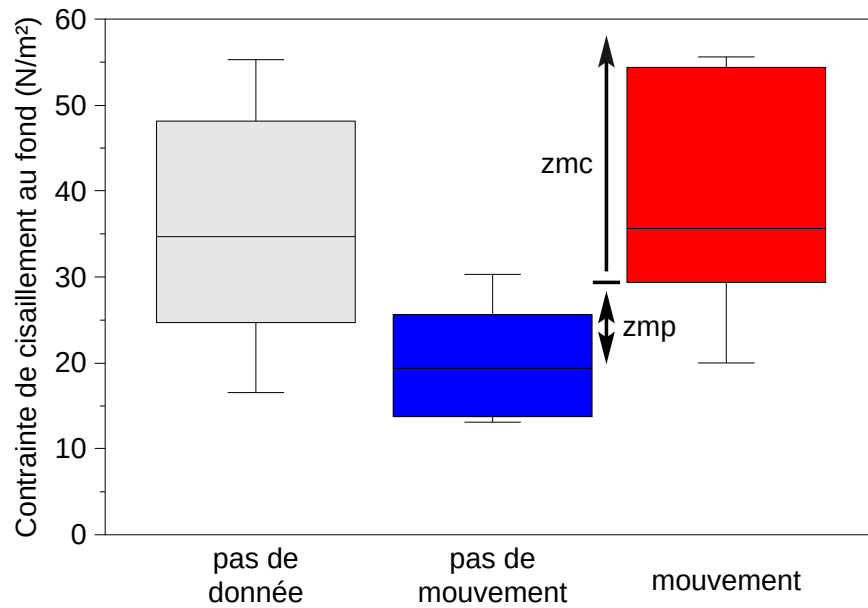


Figure 2.27 : Contrainte de cisaillement au fond en fonction de la mobilité des traceurs et détermination d'une zone de mouvement certain (zmc) et d'une zone de mouvement potentiel (zmp).

est très homogène : nous n'observons pas de différence significative en termes de distances de transport maximale et médiane. Les faibles valeurs enregistrées par la classe 181 mm sont difficiles à interpréter compte tenu du faible effectif de ce sous-échantillon. Enfin le sous-échantillon correspondant à la classe 128 mm est caractérisé par des valeurs relativement plus fortes de transport (cf. fig.2.28).

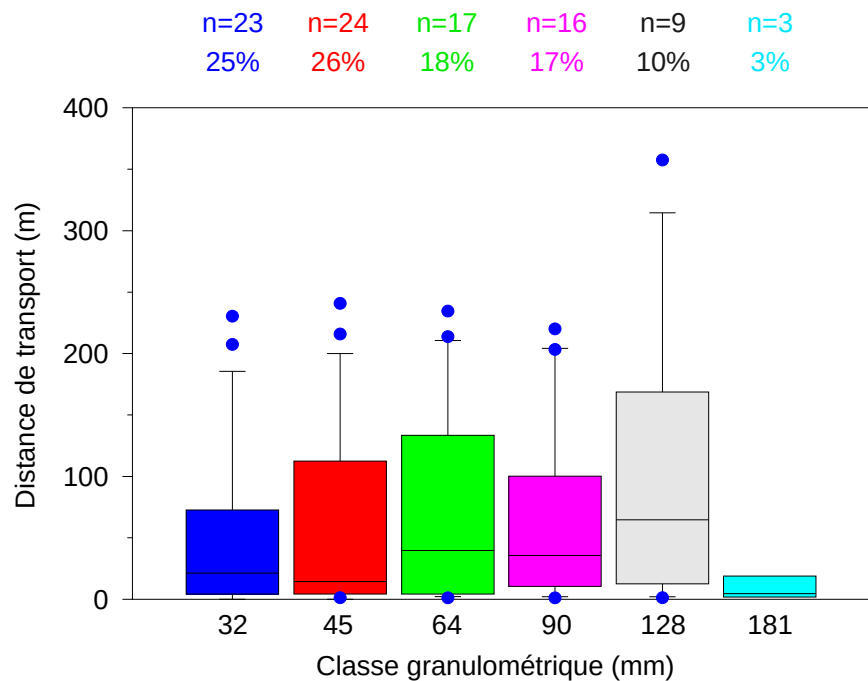


Figure 2.28 : Distance de transport (m) des traceurs retrouvés en fonction de leur classe granulométrique (mm). n = population de chaque sous-échantillon. % = proportion de traceurs de la classe granulométrique correspondante, par rapport au nombre total de traceurs retrouvés. Les diagrammes en boîte correspondent aux D_{10} , D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{90} de chaque sous-échantillon ; sont également représentées par des points toutes les valeurs en dehors du D_{10} et du D_{90} .

Ces résultats semblent indiquer une absence de tri granulométrique en conditions de transport généralisé (*i.e.* largement au-dessus du seuil de mise en mouvement). Nous avons pu observer une mobilité de certains traceurs de la classe granulométrique 181 mm (cf. fig.2.24), et nous suspectons fortement deux traceurs de 256 mm d'avoir été mobilisés, même s'ils n'ont pas pu être retrouvés (cf. fig.2.24). C'est le fait même qu'ils n'aient pas été retrouvés qui nous pousse à penser qu'ils ont été mobilisés : ils étaient situés dans le chenal sur le transect amont mais n'ont pas été retrouvés car sans doute en dehors de la zone prospectée (il est moins probable qu'ils aient été enfouis d'après le différentiel topographique complété par les chaînes d'érosion, cf. parag.2.3.3.5).

La zone prospectée est limitée au regard de la zone où les traceurs auraient potentiellement pu aller, notamment à l'aval (cf. fig.2.24). Il existe donc un biais lié à la méthodologie de recherche des traceurs. Cela conduit vraisemblablement à sous-estimer les distances de transport (principalement la distance maximale de transport) et doit être pris en compte lors de l'analyse des résultats.

Influence de la position longitudinale initiale sur la distance de transport

Bien qu'il n'apparaisse pas de tendance visuelle nette en termes d'influence de la position longitudinale initiale (*i.e.* du transect de départ) sur la distance de transport des traceurs (cf. fig.2.24), nous avons procédé à une analyse statistique de ces résultats (cf. fig.2.29).

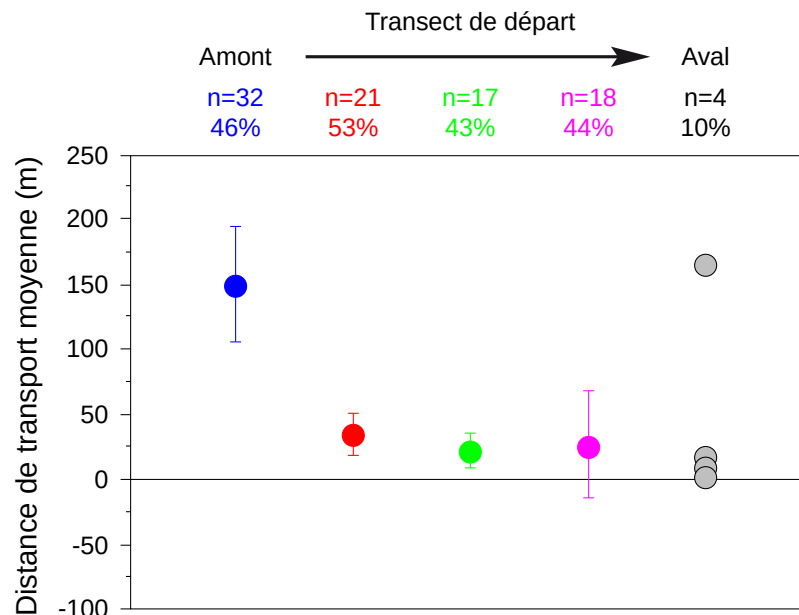


Figure 2.29 : Distance de transport moyenne (m) des traceurs retrouvés en fonction de leur transect de départ. n = nombre de traceurs retrouvés par transect, % = proportion de traceurs retrouvés par rapport au nombre de traceurs mis en place sur le transect.

La population de traceurs retrouvés est globalement homogène pour l'ensemble des transects de départ (43 à 53 %), sauf pour le transect situé le plus à l'aval, où seulement 10 % des traceurs ont été retrouvés. Les traceurs provenant du transect amont ont un comportement relativement atypique par rapport aux traceurs provenant des autres transects : leur

distance de transport moyenne est beaucoup plus élevée (135 m contre environ 20 m pour les autres transects). En ce qui concerne les transects intermédiaires, la distance de transport moyenne (environ 20 m) semble décroissante d'amont en aval, mais cette tendance n'est pas statistiquement significative.

Nous avons vu précédemment qu'il existe un biais lié à la zone de recherche des traceurs, qui est clairement limitée à l'aval. Les distances de transport des traceurs provenant des transects aval sont donc sans doute largement sous-estimées, d'autant plus que la population des traceurs retrouvés par transect diminue d'amont vers l'aval.

Influence de la position latérale initiale sur la distance de transport

Nous pouvons constater qu'il se dégage une tendance de déplacement croissant en fonction de la proximité au chenal, qui est très visible notamment pour les traceurs provenant du transect amont (cf. fig.2.24).

Nous présentons en figure 2.30 les résultats obtenus concernant la distance de transport des traceurs retrouvés en fonction de la position latérale initiale. Pour cela nous avons distingué quatre catégories : les traceurs positionnés initialement en pied de berge, dans le chenal en eau, en bas de banc, en haut de banc.

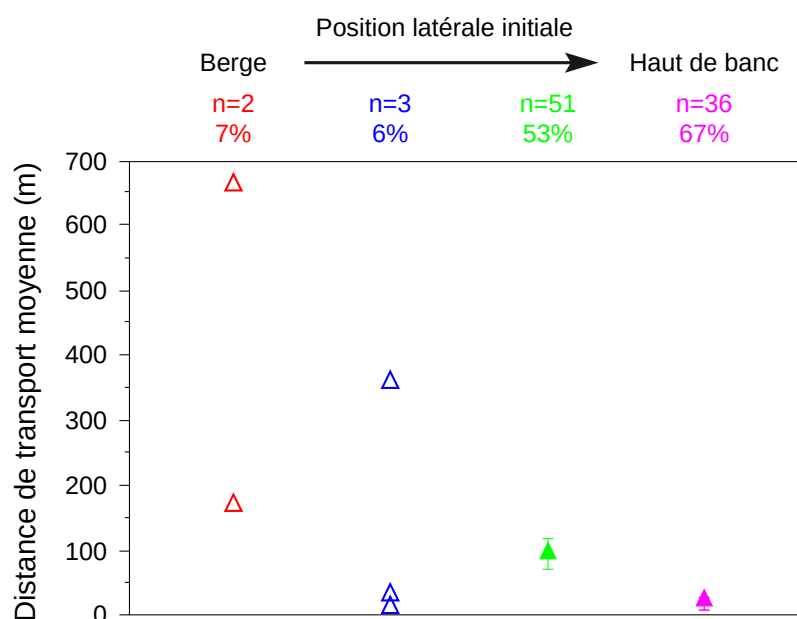


Figure 2.30 : Distance de transport (m) des traceurs retrouvés en fonction de leur position latérale initiale (quatre catégories : berge, chenal, bas de banc, haut de banc). n = nombre de traceurs retrouvés par catégorie, % = proportion de traceurs retrouvés par rapport au nombre de traceurs mis en place dans chaque catégorie.

L'observation des distances de transport des traceurs retrouvés en fonction de la position latérale initiale nous permet de distinguer deux situations distinctes. D'une part en pied de berge et dans le chenal, très peu de particules ont été retrouvées, à des distances importantes de leur transect de départ. D'autre part il existe une différence significative entre la distance moyenne parcourue par les particules initialement localisées en bas de banc par rapport à celle des particules en haut de banc (respectivement 95 m et 17 m).

2.3.3.4 Trajectoires des traceurs

La majorité des traceurs retrouvés a connu un déplacement intra-forme au cours de l'événement suivi, ce qui correspond à une progradation du banc correspondant vers l'aval (cf. fig.2.24). En ce qui concerne les traceurs provenant de la partie centrale du banc, il apparaît que plus on s'éloigne du chenal, moins la distance parcourue est importante : les déplacements dans la partie haute du banc sont donc assez limités.

Les traceurs qui avaient été initialement positionnés dans le chenal d'étiage sont ceux qui ont connu un déplacement inter-forme : ils ont été retrouvés en tête du banc aval, en général à proximité du chenal d'étiage. Deux des trois traceurs provenant du chenal d'étiage ont été retrouvés à l'aval du seuil (cf. fig.2.16(a) et fig.2.24), tandis que l'unique traceur retrouvé provenant du pied de berge est également celui qui a parcouru la plus grande distance ($668 \text{ m} \pm$).

Les traceurs initialement situés dans le chenal en eau ou en pied de berge ont été retrouvés principalement à proximité du chenal d'étiage (cf. fig.2.24). Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que la trajectoire de ces traceurs est fortement liée à la direction principale de l'écoulement. En effet nous constatons que pour les particules situées initialement dans le chenal principal, il existe un lien très net entre position finale du traceur et ligne de courant au fond (cf. fig.2.31).

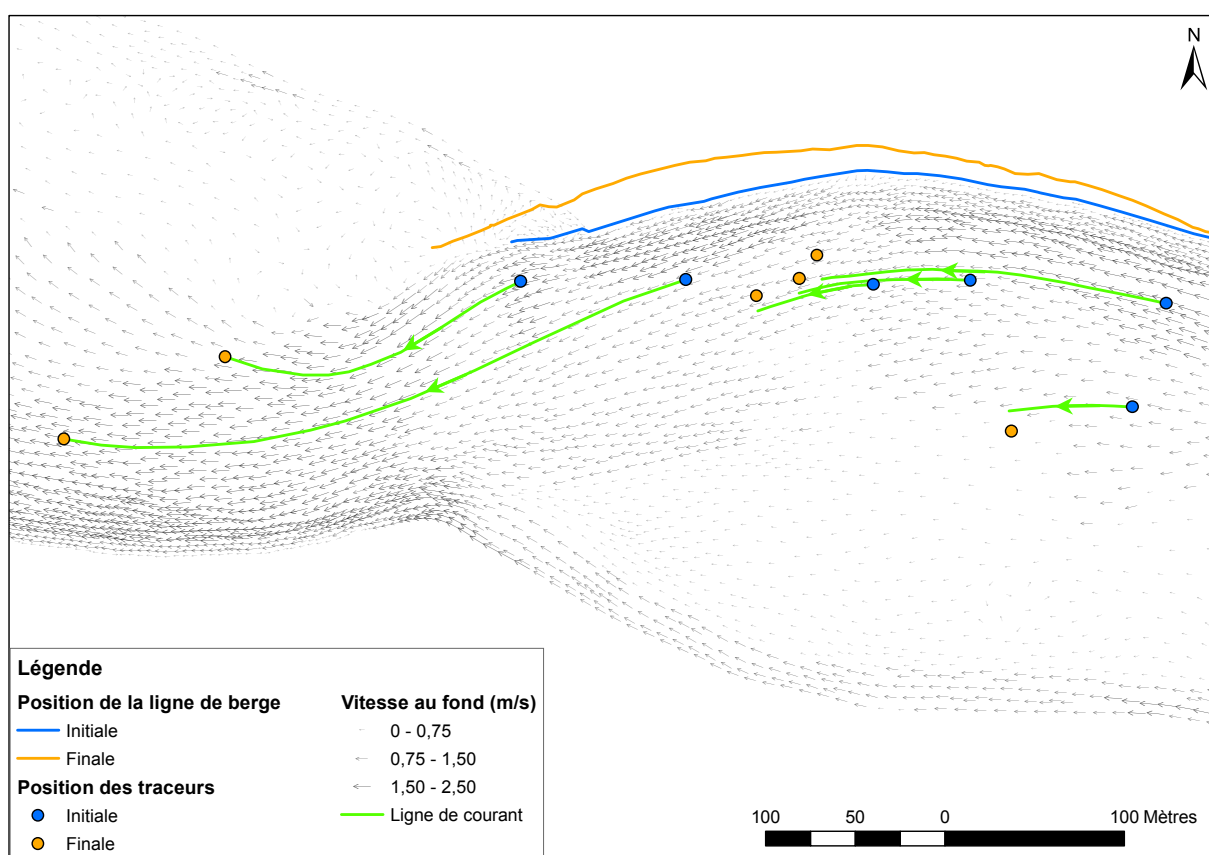


Figure 2.31 : Vitesse de l'écoulement au fond et mobilité des traceurs.

En revanche il existe une différence pour les traceurs positionnés initialement sur le banc (environ 10 m). Pour les traceurs initialement proches du chenal, cette différence semble correspondre au recul de la berge : le modèle fonctionne à fond fixe, avec la topographie ante-crue. Or la différence entre la position finale de ces traceurs et la ligne de courant au fond est du même ordre de grandeur que le recul de berge observé pendant la crue. Nous pouvons donc penser que la trajectoire de ces traceurs initialement positionnés à proximité du chenal est plutôt influencée par la topographie « finale » du fond du lit.

Pour les traceurs initialement positionnés dans la partie haute du banc, le lien entre position finale du traceur et ligne de courant au fond n'est pas clair. Cela pourrait être lié au fait que le modèle hydraulique ne soit pas très fiable dans cette partie haute de banc. Ce manque de fiabilité peut être dû :

- à l'erreur sur le calage de la ligne d'eau du fait de l'erreur associée à la mesure des laisses de crue ;
- à la forte influence de la topographie locale lorsqu'il y a des faibles hauteurs d'eau. En effet, Recking [Recking, 2009] souligne que pour des faibles hauteurs d'eau relatives, le profil de vitesse ne correspond plus au profil logarithmique classique : la zone la plus proche du fond, dont l'épaisseur est de l'ordre de grandeur du diamètre du grain, est contrôlée essentiellement par la rugosité liée à la forme de chaque particule.

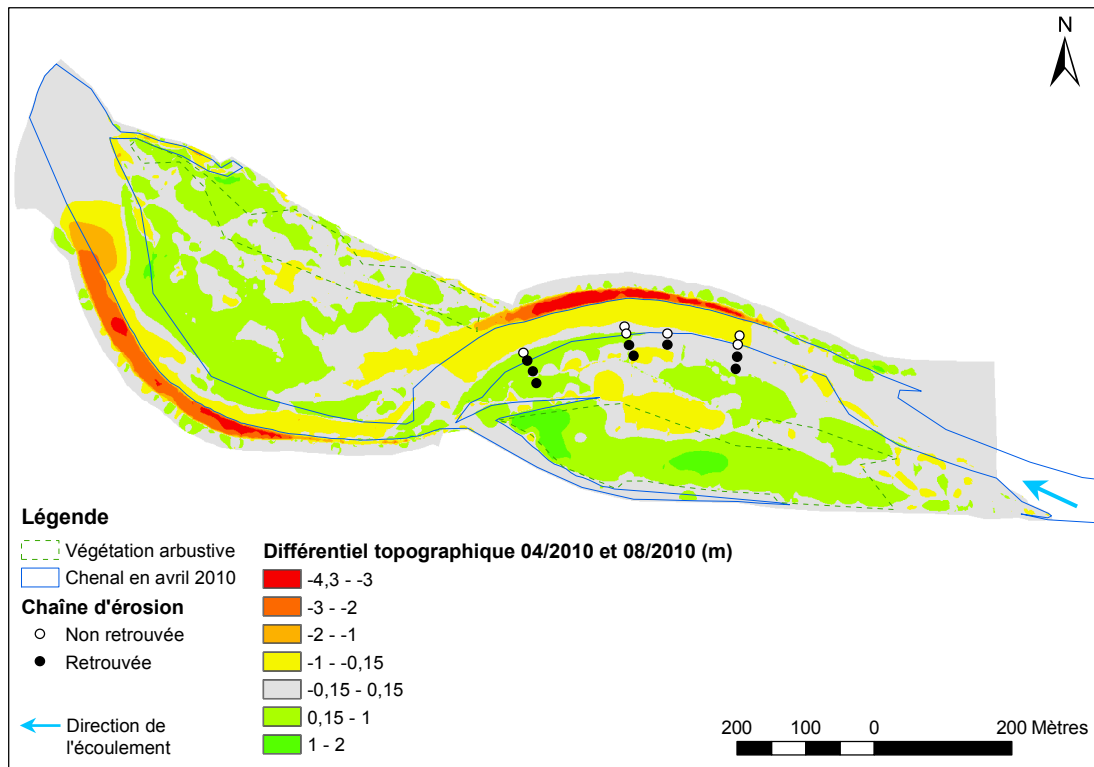
2.3.3.5 Évolution topographique et mobilité des particules

Deux suivis topographiques ont été réalisés avant (avril 2010) et après (juillet 2010) l'événement de juin 2010. Le différentiel topographique entre ces deux dates montre un dépôt généralisé sur le banc au cours de l'événement, et un recul de berge marqué, de l'ordre de 12 m dans la zone de courbure maximale (cf. fig.2.32(a)).

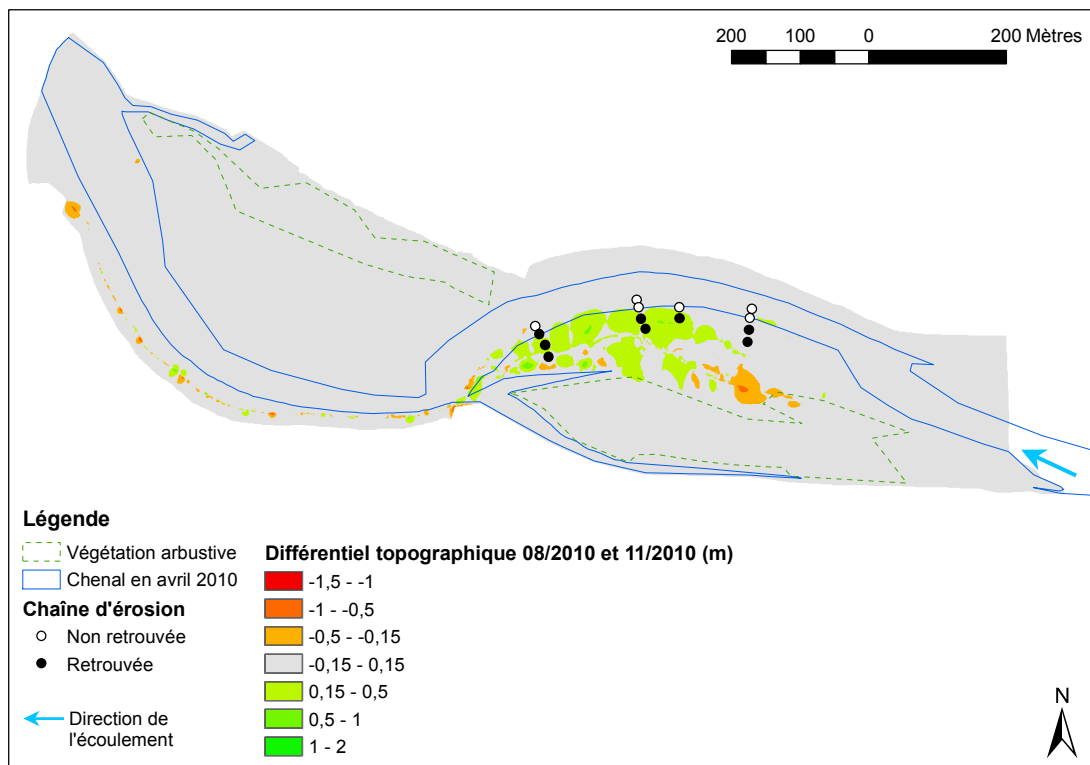
Nous avons donc ici confirmation que l'ensemble du fond du lit a été fortement modifié au cours de cet épisode, ce qui engendre également une modification de la géométrie de l'écoulement par rapport à une situation à fond fixe (cf. parag.2.3.3.2).

La recherche des chaînes d'érosion a permis de retrouver 8 chaînes sur les 14 introduites (cf. fig.2.20). Cette recherche est survenue après l'occurrence de deux autres épisodes de crue (cf. fig.2.23). Toutefois les débits atteints ($Q_{max} = 115 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'épisode du 08/09 au 29/09/2010, $Q_{max} = 472 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'épisode du 31/10 au 03/11/2010) sont moindres que ceux survenus en juin 2010 ($Q_{max} = 1\,156 \text{ m}^3/\text{s}$) (cf. fig.2.23). Dans la mesure où les suivis topographiques des deux périodes indiquent une tendance au dépôt dans la partie aval du banc (cf. fig.2.32(b)), et que les résultats obtenus sur les chaînes d'érosion confirment ces résultats du suivi topographique, il semblerait qu'il n'y ait pas d'alternance érosion/dépôt au cours d'un événement.

Globalement, nous observons une tendance à la translation du banc vers l'aval ainsi qu'à une accentuation de la courbure des sinuosités. Cela correspond à un déplacement intra-forme des traceurs en partie centrale de banc (cf. fig.2.33(b)), qui ont migré vers l'aval d'une centaine de mètres (cf. fig.2.30). Nous observons également une évolution similaire des bancs



(a)



(b)

Figure 2.32 : (a) Différentiel topographique entre avril et août 2010, *i.e.* avant et après la crue du 16/06/2010 ($Q_{max} = 1156 \text{ m}^3/\text{s}$). (b) Différentiel topographique entre août et novembre 2010 ($Q_{max} = 472 \text{ m}^3/\text{s}$).

amont et aval (cf. fig.2.32(a)) : majoritairement du dépôt sur les bancs, et une nette érosion des berges.

Les parties hautes du banc, en partie végétalisées par une végétation herbacée et arbus-tive, constituent des pièges à sédiments fins et enregistrent donc des fortes valeurs de dépôt (> 1 m) notamment sur le banc amont.

L'engraissement en queue de banc par une nappe de charriage (épaisse de 0,15 à 1 m) contribue à une translation du chenal vers l'extérieur du coude. Le transect aval, situé dans cette zone, présente peu de traceurs retrouvés (cf. fig.2.33(a)). En outre dans cette zone peu de traceurs ont été retrouvés, même provenant d'autres transects (cf. fig.2.33(b)). Enfin, aucun des traceurs du transect aval initialement positionné sur le banc n'a été retrouvé à plus de 20 m de celui-ci. L'ensemble de ces éléments nous permet de supposer que dans cette zone, les traceurs ont été peu mobilisés, mais plutôt enfouis sous une épaisseur de sédiments trop importante pour permettre leur détection (cf. fig.2.29).

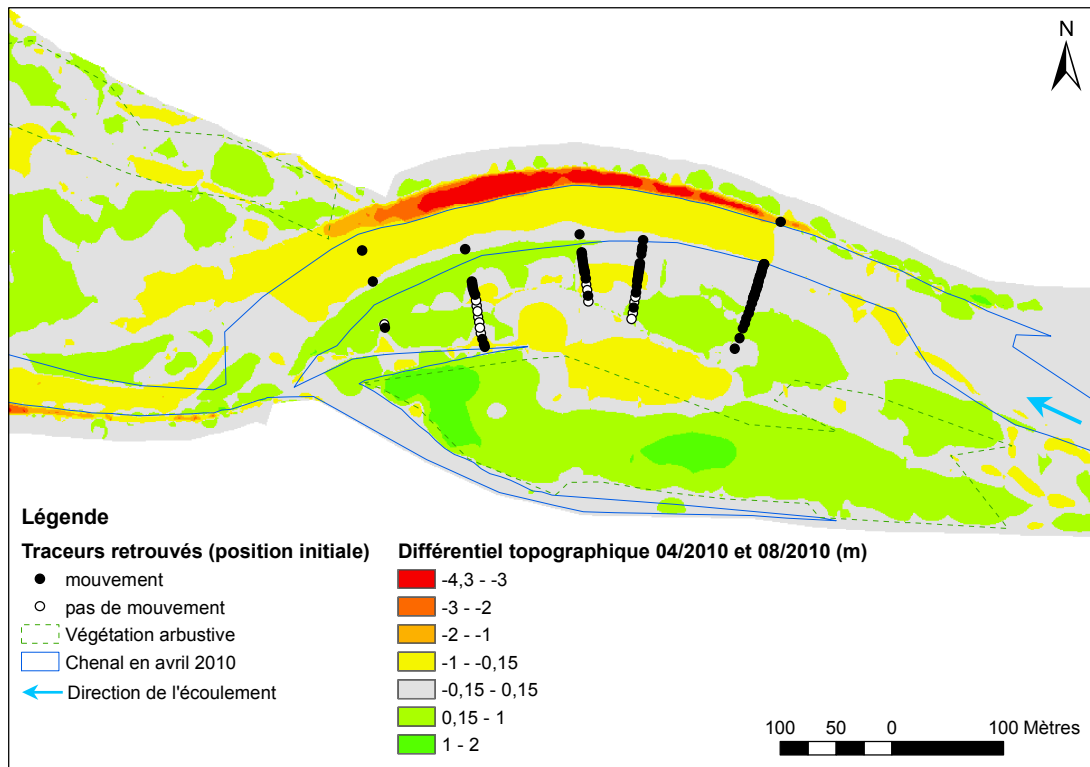
La zone d'érosion dans la partie centrale du banc correspond à un chenal secondaire qui vient creuser le banc en arrière de la nappe de charriage que nous venons d'évoquer, dans un secteur de vitesses plus fortes (cf. fig.2.31). Cela correspond effectivement à un léger départ de traceurs provenant de l'avant-dernier transect (en partant de l'amont) (cf. fig.2.33).

Enfin le fort recul de la berge au cours de l'épisode de crue a eu pour conséquence que tous les traceurs situés en pied de berge se sont retrouvés au centre de l'écoulement. L'unique traceur retrouvé (initialement situé en pied de berge du transect amont) est aussi celui qui a parcouru la plus grande distance (cf. fig.2.24). La distance de transport maximale observée (soit 668 m, cf. parag.2.3.3.3) est donc sans doute largement sous-estimée : nous pouvons raisonnablement penser que certains traceurs provenant de ce même transect ont parcouru une distance plus grande que la zone de prospection (soit plus de 850 m en un épisode). Nous pouvons également supposer que les traceurs initialement situés en pied de berge sur les transects plus aval ont, pour la plupart, été transportés plus loin que la zone de prospection. Toutefois nous n'avons pas pu procéder à la prospection du chenal en eau d'étiage : il est possible que certains traceurs aient été « bloqués » à l'amont du seuil (cf. fig.2.16(a) et fig.2.24). Malgré tout, il est probable que le biais lié à la méthodologie de recherche des traceurs (*i.e.* à la limite aval de la zone de prospection, cf. parag.2.3.3.3) conduise plutôt à sous-estimer l'importance relative du transport inter-forme.

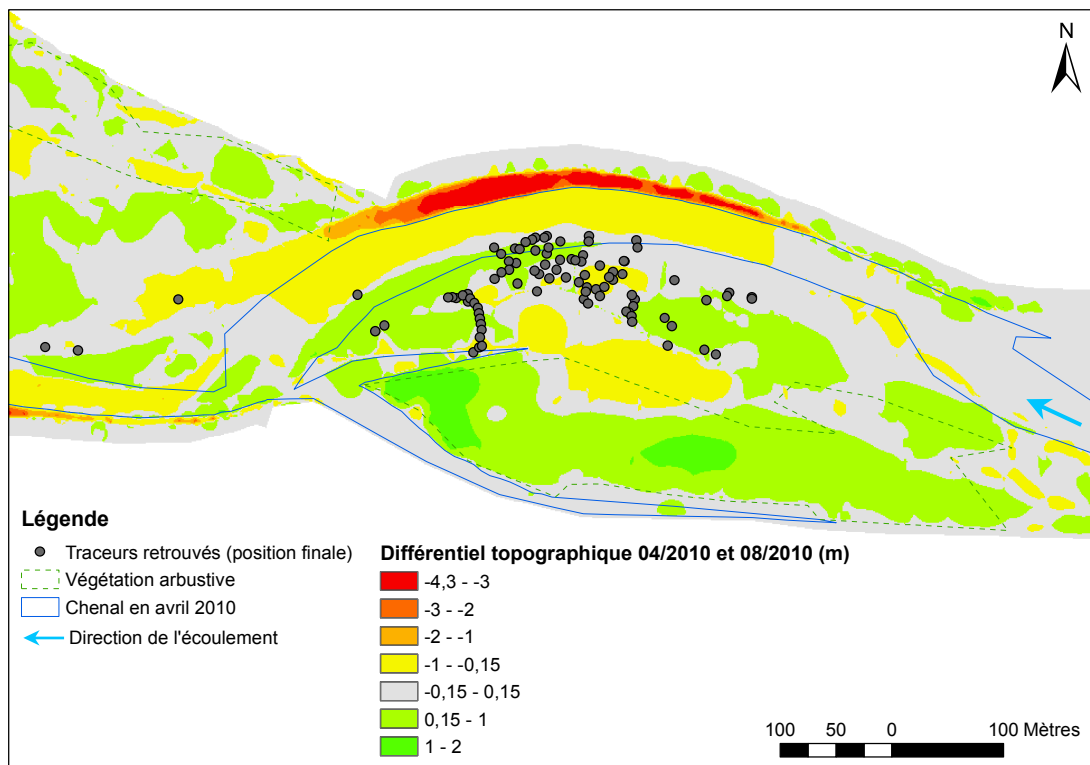
2.3.4 Discussion

2.3.4.1 Facteurs de contrôle de la mobilité des particules en conditions de « transport généralisé »

Les facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire à l'échelle de la particule, que sont les facteurs hydrauliques et les facteurs liés à la particule, jouent un rôle essentiel au début du transport [Knighton, 1998, Parker, 2004, Turowski *et al.*, 2011] (cf. parag.2.2). Leur rôle en condition de « transport généralisé » (*i.e.* bien au-dessus du seuil de mise en mouvement)



(a)



(b)

Figure 2.33 : Localisation des zones de dépôt et d'érosion au cours de la crue du 16/06/2010 et position (a) initiale et (b) finale des traceurs.

est difficile à mettre en évidence *in situ*. Les résultats de la modélisation hydraulique mise en œuvre sous TELEMAC 3D indiquent un lien net entre contrainte de cisaillement au fond et mobilité des particules (cf. fig.2.26). En condition de transport généralisé, nous n'avons pas mis en évidence de tri sélectif en fonction de la taille des particules (cf. fig.2.28), ce qui correspond à un mouvement de l'ensemble de la masse sédimentaire : cette hypothèse de fonctionnement est confirmée par les résultats concernant l'évolution topographique du système seuil-mouille étudié (cf. parag.2.3.3.5). Le rôle des autres facteurs susceptibles d'influencer la mobilité des particules en crue, en particulier en ce qui concerne l'environnement de la particule, n'ont pas non plus été mis en évidence ici.

2.3.4.2 Mécanismes régissant la mobilité des particules au sein d'un système seuil-mouille

Nos observations permettent d'établir des liens cohérents entre la distribution spatiale des contraintes et la mobilité (distance et trajectoire) des particules. D'autre part nous avons établi un lien entre la mobilité des particules et l'évolution morphologique de la forme. Dans la partie précédente (cf. parag.2.2) les observations réalisées pour un débit proche du début d'entraînement mettent en évidence une mobilité partielle, limitée aux particules de surface (*partial transport of the surface layer*) [Frey et Church, 2010].

L'analyse d'un débit largement supérieur au seuil de mise en mouvement nous permet de mettre en évidence un autre type de transport, généralisé (*full mobility*) [Frey et Church, 2010]. En effet nous observons nettement des zones où l'érosion se produit sur une épaisseur correspondant à plusieurs fois le diamètre médian des grains, couplées à des zones de mise en place de nappes de charriage. Si cette configuration a par ailleurs été mise en évidence dans de nombreux systèmes divagants et sinueux [Bravard, 1986, Rollet, 2007, Rice *et al.*, 2009], le mécanisme réel à l'origine de cette mobilité en masse des sédiments fait encore l'objet de recherches [Nelson *et al.*, 2009, Recking, 2009, Frey et Church, 2010], notamment sur la question de la part relative des conditions hydrauliques, hydrologiques et sédimentaires [Frey et Church, 2010].

Considérons la mobilité des particules sur le banc et le mécanisme à l'origine de cette mobilité. Est-ce que le mécanisme de transport sur le banc est un mécanisme de « tapis roulant », et si c'est le cas, est-ce qu'il s'agit d'un phénomène uniquement « superficiel » (et donc morphogène uniquement si sa durée est suffisante) ou d'un mécanisme qui remobilise « directement » une couche relativement profonde de matériaux ? Il existe un flou sémantique concernant l'épaisseur correspondante de matériaux, que les auteurs qualifient de « couche active » que ce soit en parlant d'une couche « superficielle » (d'une épaisseur de l'ordre d'un à deux D_{90}) ou d'une épaisseur plus importante, correspondant à l'épaisseur d'alluvions remaniée par les phénomènes d'érosion et de dépôt [Parker, 2008, Malavoi *et al.*, 2011]. Le transport de matériaux a déjà été décrit et divisé en trois phases : le transport sur lit statique, le transport partiel, intermittent, des particules de la couche superficielle du lit, et la mobilité généralisée [Ashworth et Ferguson, 1989, Frey et Church, 2010]. Le mécanisme de

« tapis roulant » correspondrait ainsi au transport partiel et intermittent de surface, tandis que la mobilité généralisée impliquerait une épaisseur importante de matériaux.

Il existe peut-être un mécanisme de mobilité sédimentaire différent selon que l'on est au début du mouvement ou en transport généralisé. Si $Q \ll Q_{seuil}$, le mécanisme du transport sédimentaire grossier pourrait s'effectuer de manière uniquement superficielle : cela concernerait une épaisseur de l'ordre du D_{90} à $2 \times D_{90}$. Si $Q \gg Q_{seuil}$, un autre mécanisme pourrait se mettre en place, qui mobiliserait une épaisseur de sédiments beaucoup plus importante. Pour donner un ordre de grandeur, si l'on considère que sur le système durancien, l'épaisseur observée de la couche active peut atteindre 1,5 m pour une crue de période de retour 4 ans (1,6 m pour une crue annuelle sur la Loire, [Malavoi *et al.*, 2011]), cela peut correspondre à environ $10 \times D_{90}$.

Mais l'occurrence de deux mécanismes de transport différents suivant l'intensité du transport, si elle a déjà été décrite et est cohérente avec nos observations de terrain, n'est pas le seul facteur permettant d'expliquer la variabilité de la mobilité des particules sédimentaires en rivière.

Le mécanisme de « tapis roulant » sur une épaisseur de l'ordre du D_{90} n'est de prime abord pas compatible avec des changements morphologiques importants au cours d'une seule crue. Mais si l'on considère des événements longs, ou plusieurs événements, alors la succession hydrologique au cours de l'événement (des événements) peut également expliquer que des épaisseurs de sédiments importantes puissent être mobilisées. Plus précisément, ce phénomène de « tapis roulant » serait alors uniquement local : par exemple une « couche » de sédiments (d'épaisseur de l'ordre du D_{90} par exemple) se dépose en queue de banc lors d'une « pulsation » du débit, puis quelque temps après une autre « couche » de sédiments se dépose par-dessus lors d'une autre « pulsation » du débit... Ce serait alors vraiment la durée de l'événement qui expliquerait la profondeur de la couche sédimentaire mobilisée, plutôt qu'un mécanisme différent fonction de la puissance de l'écoulement (par exemple le débit). Les résultats obtenus ici avec les traceurs RFID ne sont pas incompatibles avec une telle hypothèse de fonctionnement, hypothèse qui semble avoir été déjà décrite [Frey et Church, 2010] et mériterait donc d'être approfondie.

Si l'on compare la mobilité des particules suivant le transect de départ au début du mouvement (pour le débit critique Q_c) d'une part, et en conditions de transport généralisé (soit ici pour le débit de période de retour 4 ans, Q_4) d'autre part, il semblerait que pour le Q_c il y ait mouvement d'abord en tête et en queue de banc (et de la même manière dans le chenal en eau) et seulement ensuite dans la mouille. En revanche pour le Q_4 il semblerait qu'il y ait mouvement sur l'ensemble du banc. Mais les résultats obtenus avec les traceurs ne vont pas à l'encontre d'un fonctionnement différent en crue : les distances de transport observées peuvent correspondre à une mobilité forte en tête et en queue de banc (même si dans ce dernier cas peu de traceurs ont été retrouvés provenant des transects aval), et une mobilité moindre en partie médiane de banc. Nous pourrions donc imaginer un fonctionnement identique du point de vue de la mobilité des particules au sein de la

forme, tant pour le début du mouvement que pour des conditions de transport généralisé, avec une mobilité marquée au niveau des seuils, et moindre dans la mouille. Cette hypothèse de fonctionnement serait en outre en accord avec la distribution des vitesses (et donc des contraintes au fond) pour de faibles débits et en crue.

En pied de berge, la mobilité individuelle des particules a été difficile à mettre en évidence (cf. parag.2.2.3.3). En revanche, pour un débit très supérieur au seuil de mise en mouvement, un recul significatif de la berge est enregistré, ce qui est cohérent avec la gamme de contraintes observée en pied de berge, et avec la dynamique d'une berge dans une sinuosité [Hooke, 1975, Dietrich, 1987]. D'un point de vue opérationnel, la présence d'un pavage en pied de berge ne semble pas être un obstacle à l'érosion (cf. fig.2.34).

Mobilité des particules en pied de berge

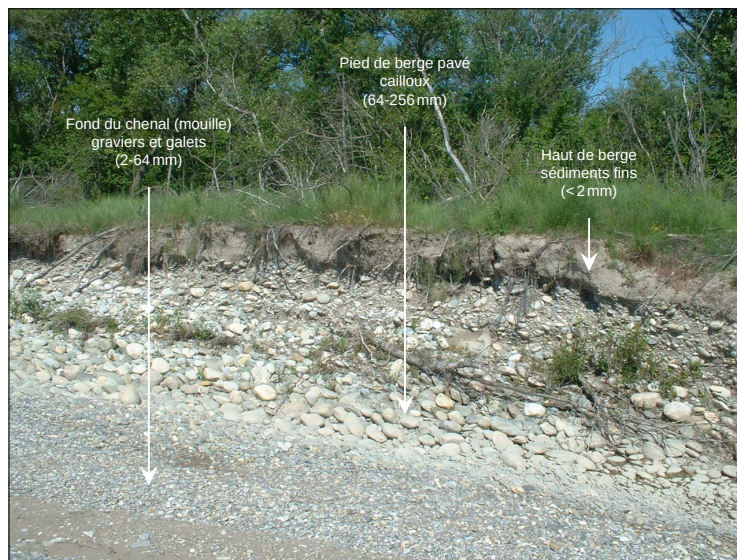
La question est de savoir comment s'effectue l'érosion de la berge en pied, c'est-à-dire quels y sont les mécanismes de la mobilité sédimentaire. Il est vraisemblable qu'il y existe une sélection granulométrique des particules et, du coup, amorce d'un phénomène de pavage, selon le même mécanisme que celui généralement décrit sur les bancs. Mais est-ce que le phénomène de pavage est fortement fonction de l'hydrologie, *i.e.* est-ce qu'il se produit au moment de la décrue, lorsque les contraintes de cisaillement au fond diminuent ? Sur la hauteur de berge immergée, est-ce qu'il existe une zone soumise à de plus fortes contraintes, indépendamment de la composition de la berge, mais fonction plutôt de la géométrie du coude ? Par exemple nous pourrions penser que la zone la plus sensible au départ de particules ne se trouve pas tout à fait au fond mais en bord de lit d'étiage (et quelle serait la gamme granulométrique concernée par ce phénomène ?). On peut penser que dans un secteur tressé, la morphologie du pied de berge d'un bras secondaire à l'étiage est conservée (la déconnexion hydraulique avec le bras principal intervient « d'un coup » à l'échelle de la crue). Or la photographie d'un bras de moyenne Durance suggère qu'effectivement il existe bien un pavage du pied de berge (cf. fig.2.34).

Enfin, quels sont les liens dynamiques entre les matériaux de chaque zone des macro-formes ? Par exemple que deviennent les particules érodées sur la partie amont du pied de berge ? Viennent-elles systématiquement se déposer sur la tête du banc aval, comme pourraient le suggérer les résultats obtenus ici avec les traceurs ? Nous avons ici ébauché quelques hypothèses de fonctionnement en ce qui concerne les liens entre banc amont et berge amont, et banc aval, mais avec des taux de retour trop faibles pour pouvoir en tirer des conclusions : ce sont des questions qui restent encore en suspens.

2.3.4.3 Apports et limites méthodologiques

Intérêt des traceurs RFID

Cette étude constitue, à notre connaissance, une des études les plus contraignantes en termes d'utilisation des traceurs RFID. En effet le site sur lequel ont été injectés les traceurs



(a)



(b)

Figure 2.34 : (a) Photographie de la berge située dans une sinuosité d'un bras secondaire, à l'étiage. (b) Localisation du point de prise de vue : à l'amont immédiat de la confluence avec l'Asse, en moyenne Durance. Il est à noter que le tressage de cette partie du lit permet de trouver, à l'étiage, des bras secondaires qui sont déconnectés d'un point de vue hydraulique par rapport au chenal principal.

présente une largeur de bande active plus de deux fois supérieure à celle de l'Ain ou du Rhin (100 m, [Rollet, 2007, Arnaud *et al.*, 2012]), et le suivi topographique a confirmé une épaisseur de couche active pouvant aller jusqu'à 1 m (cf. fig.2.32(a)), ce qui est largement au-dessus de la profondeur maximale de détection de l'antenne (cf. parag.2.3.2.2). Le suivi des particules après les événements est donc difficile en termes de surface à couvrir et de capacité de détection des particules. Un autre problème réside dans l'interprétation de la

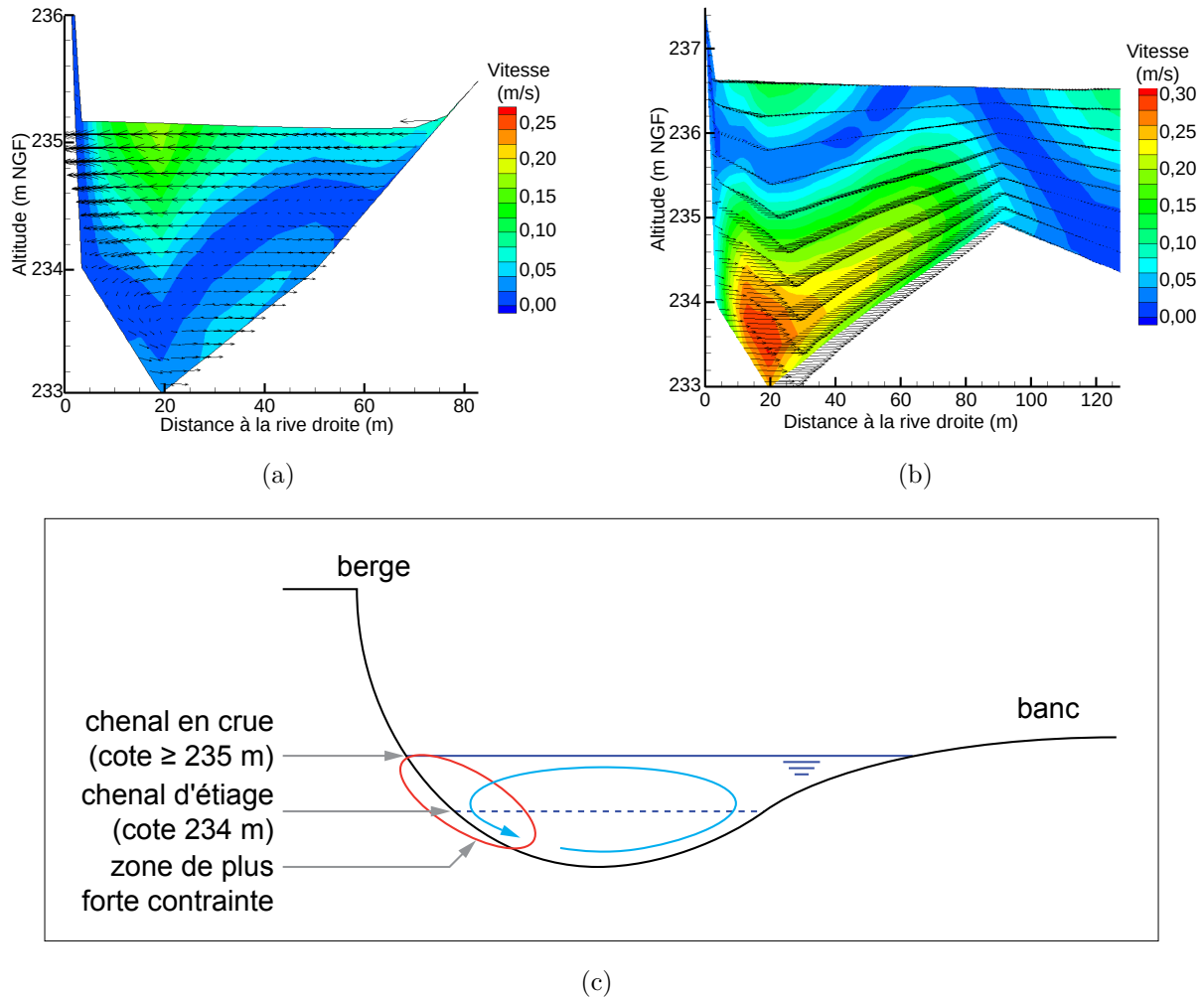


Figure 2.35 : (a) Distribution des vitesses sur une section (modélisation TELEMAC 3D au PK 205) pour un débit proche du début d'entraînement, soit $170 \text{ m}^3/\text{s}$: noter la direction des vecteurs vitesse à proximité de la berge à la cote 235 m environ. (b) Distribution des vitesses sur la même section pour un débit de crue, soit $1\,000 \text{ m}^3/\text{s}$: noter la direction des vecteurs vitesse à proximité de la berge à la cote 234 m environ. La zone de plus fortes vitesses est donc comprise entre la cote 235 m (débit de début d'entraînement) et la cote 234 m (débit en crue). Nous pouvons donc supposer que la zone de plus forte contrainte (en valeur et en durée) est située entre ces deux cotes, c'est-à-dire au bord du chenal d'étiage situé à la cote 234 m environ. (c) Proposition de fonctionnement du transect en crue. La flèche bleue indique la direction de l'écoulement transversal (courant hélicoïdal dans une courbe).

mobilité des particules qui n'ont pas été retrouvées. En effet dans les secteurs dynamiques nous pouvons imaginer des distances de transport importantes sans qu'il soit possible de le vérifier. Ce problème a également été rencontré sur l'Arve, où la mobilité très importante des traceurs au sein de l'écoulement principal a conduit à un taux de retour limité [Camenen *et al.*, 2010].

Malgré cela, nous pouvons dégager les retours d'expérience suivants en ce qui concerne l'utilisation des traceurs RFID dans un environnement fluvial aussi dynamique :

- ils permettent de répondre aux questions posées quant au seuil de mobilité, à la variabilité de mouvement intra-, voire inter-forme des particules, même s'il n'est pas possible d'effectuer un suivi homogène de la forme fluviale, du fait de la difficulté de suivre une zone trop dynamique (proximité du chenal) ;

- il y a de sérieuses limitations opérationnelles, notamment en termes de temps de mise en place et de prospection ;
- il est pertinent d'utiliser les traceurs RFID en complément d'autres méthodes de suivi (suivi topographique, chaînes d'érosion) pour des systèmes plus petits et/ou moins dynamiques.

Concernant le biais lié à la surexposition des traceurs [Schneider *et al.*, 2010, Liébault et Laronne, 2008], une attention particulière doit être apportée à la mise en place des traceurs lors du premier événement. Ainsi en respectant les préconisations proposées précédemment [Chapuis, 2008, Liébault *et al.*, 2012], il semble que le taux de mobilité des traceurs lors du premier événement ne soit pas supérieur aux autres suivis [Liébault *et al.*, 2012].

Intérêt et limites de la modélisation

Très peu de modèles hydrauliques en rivière ont été réalisés [Babaeyan-Koopaei *et al.*, 2003], en particulier sous TELEMAC 3D [Lefort et Laffont, 2008]. Les résultats obtenus ici sont très encourageants quant à la validité de l'utilisation de ce logiciel pour des applications en rivière. Ainsi la modélisation des écoulements, couplée au suivi topographique, permet d'appuyer certaines hypothèses émises, par exemple en ce qui concerne le devenir des traceurs non retrouvés.

Dans le cas de la zone d'étude située au PK 205–206, nous avons mis en évidence un lien entre mobilité des particules et contraintes données en sortie de modèle. De plus les directions des écoulements sont cohérentes avec les trajectoires des particules suivies par traçage RFID. Dans la mesure où il est difficile d'accéder à des données hydrauliques en crue dans des rivières comme la Durance (impossibilité d'accéder au lit en hautes eaux), la modélisation des écoulements apparaît comme une bonne alternative pour accéder à des données quantifiées sur la configuration des écoulements en crue, ce qui est primordial pour étudier le transport des particules sédimentaires en crue.

Il nous faut donc expliquer pourquoi nous obtenons une valeur de contrainte critique différente par modélisation en crue (30 N/m^2 contre 14 N/m^2 au parag.2.2). Nous pouvons avancer l'hypothèse selon laquelle les valeurs de contrainte associées à chaque traceur ne correspondent pas tout à fait aux valeurs réellement exercées par l'écoulement sur les particules. Ce biais n'aurait pas pu intervenir pour le débit de $170 \text{ m}^3/\text{s}$, car il n'est pas morphogène (pas de variation du fond du lit).

Pour l'événement modélisé ici, la contrainte de cisaillement au fond au pic de crue est obtenue par rapport au fond du lit « initial ». Or chaque traceur au cours de l'événement a connu non pas une valeur de contrainte de cisaillement, mais bien une gamme de valeurs, ce qui nous conduit à baser notre interprétation sur des valeurs de contrainte qui n'ont pas forcément été réellement appliquées aux traceurs au cours de l'événement. En effet :

- le modèle ne nous donne ici qu'une image de l'écoulement au pic de crue, pas l'hydrogramme dans sa totalité. Or de fortes valeurs de contrainte peuvent être observées pour de faibles hauteurs d'eau associées à des vitesses importantes : localement la gamme

de contraintes subie par chaque traceur a pu excéder la valeur correspondant au pic de crue. Toutefois ceci aurait dû nous conduire à sous-estimer la contrainte de cisaillement critique, et ainsi nous donner plutôt une valeur inférieure à notre valeur de référence de 14 N/m^2 ;

- le modèle fonctionne à fond fixe. Or nous avons vu (cf. parag. 2.3.3.4) que la trajectoire des traceurs a été vraisemblablement influencée par les variations du fond du lit au cours de l'épisode, il est donc probable que l'écoulement « réel » l'ait également été. Nous avons vu également (cf. fig. 2.31) que les variations du fond du lit sont probablement liées au recul de la berge, ce qui correspond à une translation de l'écoulement vers l'extrados : les contraintes exercées par l'écoulement seraient donc localement moins fortes que si le fond n'avait pas bougé (ces modifications du fond du lit sont confirmées par l'analyse de l'évolution du lit réalisée au paragraphe 2.3.3.5, selon un mécanisme déjà décrit par divers auteurs [Dietrich, 1987, Dzana et Gaillard, 1996] et confirmé par des mesures de terrain de la distribution des vitesses). Cela correspondrait donc bien à une surestimation de la contrainte de cisaillement critique par ce modèle TELEMAC 3D en crue.

Nous pouvons donc supposer que cette valeur de contrainte au fond au pic de crue de 30 N/m^2 est vraisemblablement surestimée du fait des variations du fond du lit au cours de l'événement, et confirmer la valeur de 14 N/m^2 comme contrainte de cisaillement critique en Durance pour la mise en mouvement des particules sédimentaires.

2.3.4.4 Perspectives opérationnelles

La mise en œuvre du modèle hydraulique 3D, et les résultats satisfaisants obtenus pour le site étudié ouvrent la voie à plusieurs *scenarii* de gestion par le biais de la modélisation de plusieurs débits liquides. L'intérêt du couplage terrain-modélisation réside dans la calibration du modèle grâce à ces données originales en termes de distances de transport et de mobilité observée. La suite de l'étude pourrait s'orienter vers des simulations à différents débits correspondant à différentes phases de l'hydrogramme. Ceci dans l'optique de « reproduire » l'évolution des contraintes de cisaillement dans le temps et ainsi, sans doute, de retomber sur une évaluation des volumes et/ou des formes et/ou des trajectoires des traceurs. À terme, il est envisageable de produire une modélisation spatialisée de la mobilité du chenal en fonction de la gestion des débits. Cela pourrait par exemple se faire par le biais d'un couplage entre la modélisation hydraulique abordée ici et des modèles spatialisés de type automate cellulaire ou système multi-agents [Coulthard et Van De Wiel, 2006].

En l'état actuel le modèle n'intègre pas l'évolution morphologique. Or la modification de la topographie du fond du lit peut fortement modifier la géométrie de l'écoulement et donc la distribution spatiale des contraintes de cisaillement au fond. Mais en l'absence d'évolution morphologique significative (nette érosion de berge, dépôt important, basculement du bras principal. . .), l'utilisation prospective du modèle hydraulique semble tout à fait possible.

Il serait également intéressant d'affiner encore la précision du modèle dans la sinuosité, en injectant notamment des données topographiques et granulométriques encore plus précises en pied de berge, ceci afin d'obtenir une cartographie de la distribution des vitesses (et donc des estimations de contraintes de cisaillement au fond) plus fiables. Cela nous permettrait de préciser le mécanisme d'affouillement en pied de berge, ou plus généralement le fonctionnement du coude à l'origine du recul de la berge.

En termes de distances de transport, nous avons identifié une mobilité possible des particules *a minima* jusqu'au banc suivant, mais il est vraisemblable que les distances de transport mises en évidence ici sont sous-estimées (car les traceurs non retrouvés peuvent correspondre à des traceurs enfouis trop profondément ou alors transportés hors de la zone de prospection). Ainsi une particule peut parcourir une distance plus grande que la distance maximale observée ici, et la distance de transport moyenne mesurée serait alors sous-estimée. Nos résultats indiquent une distance moyenne de transport largement inférieure à l'ordre de grandeur habituellement utilisé de 1 km/an en ce qui concerne la vitesse moyenne d'une particule grossière en Durance [Sogreah *et al.*, 2001, Couvert *et al.*, 2008b]. Toutefois l'écart entre ces deux valeurs est difficile à interpréter, compte-tenu de la sous-estimation des distances de transport au cours de cet événement de période de retour 4 ans, et compte-tenu du fait que nous n'avons suivi ici qu'un seul événement et non le transport au cours d'une année hydrologique.

2.4 Étude de la mobilité des particules à large échelle : caractérisation des transferts de charge grossière à l'échelle du réseau hydrographique

Nous avons vu dans les deux parties précédentes qu'il existait des enjeux forts aussi bien scientifiques qu'opérationnels autour de la question de la mobilité des particules à l'échelle de la forme et du tronçon. Dans cette partie nous abordons la question de la mobilité des particules à l'échelle du réseau hydrographique.

2.4.1 Synthèse bibliographique et objectifs

2.4.1.1 Mécanismes d'érosion mécanique liés au transport des particules sédimentaires

Affinement granulométrique

Schématiquement, la taille des sédiments du lit d'un cours d'eau à l'échelle du réseau hydrographique décroît de l'amont vers l'aval (cf. fig.1.3). Cet **affinement granulométrique** longitudinal (*downstream fining*) est le résultat de deux processus distincts : l'**abrasion mécanique** et le **tri hydraulique** [Surian, 2002, Rollet, 2007]. La décroissance amont-aval de la taille des particules est souvent caractérisée par le coefficient d'abrasion (α_D), qui est en réalité un coefficient de diminution qui englobe à la fois les effets de l'abrasion mécanique et du tri hydraulique, dont l'importance relative est fonction de la lithologie, de la morphologie du chenal et des conditions de transport sédimentaire [Powell, 1998].

Le tri hydraulique est le résultat de deux phénomènes : l'entraînement sélectif des particules (ou plus généralement le transport sélectif) [Russell, 1939, Rice et Church, 1998, Parker, 2004], mais également le dépôt sélectif *via* le tri latéral et vertical [Seal et Paola, 1995, Surian, 2002].

Surian [Surian, 2002] souligne que l'affinement granulométrique est souvent très irrégulier du fait des apports des affluents ou d'autres sources latérales, ainsi qu'en raison des réactions du système fluvial aux actions anthropiques. Si le rôle des affluents est largement reconnu [Rice *et al.*, 2008b], il est variable en fonction du système considéré.

Abrasion des particules en rivière à charge graveleuse

L'abrasion des particules est le mécanisme qui aboutit à la transformation des matériaux grossiers transportés par charriage, en sédiments fins transportés en suspension [Benda et Dunne, 1997]. En modifiant l'aspect externe d'une particule sédimentaire, l'abrasion agit sur sa forme, et donc sa taille, son poids. La forme (*shape*) d'une particule, soit sa morphologie externe, se définit principalement selon trois paramètres : la forme (*form*), l'émoussé

(*roundness*) et la texture de surface (*roughness*) ([Barrett, 1980, Diepenbroek *et al.*, 1992] in [Cottet, 2006]).

La forme (*form*) d'une particule correspond au rapport des trois axes orthogonaux a , b et c (soient, respectivement, l'axe long, l'axe intermédiaire et l'axe court) ([Bunte et Abt, 2001] in [Cottet, 2006]). L'éroussé se définit comme le degré de courbure d'une particule ou, inversement, comme l'absence relative d'angles aigus et de saillants ([Swan, 1974] in [Cottet, 2006]). Il se rapporte au degré d'abrasion d'une particule et correspond à un paramètre morphométrique indépendant des autres paramètres de forme caractéristiques d'une particule sédimentaire (forme et texture de surface) [Cottet, 2006].

Les processus d'abrasion auxquels sont soumis les galets en rivière sont multiples ([Kuenen, 1956] in [Attal, 2003]) : éclatement du galet, broyage en fines particules, détachement d'éclats, microfracturation, usure par friction, abrasion par les particules en suspension, altération chimique et désintégration granulaire (pour les particules granitiques). Parmi ces processus, les principaux facteurs d'abrasion sont le détachement d'éclats, la microfracturation et l'éclatement [Attal, 2003]. Pendant le transport, l'indice d'éroussé du galet augmente. Le taux d'abrasion diminue au cours du transport, car plus la particule est petite et arrondie, moins elle s'érode vite ([Kuenen, 1956] in [Attal, 2003]).

L'éroussé d'une particule est directement fonction de sa distance de transport [Cottet, 2006]. La relation généralement utilisée pour décrire ce lien entre abrasion et distance de transport est la loi de Sternberg [Sternberg, 1875], qui est établie par rapport au poids P du grain et utilise le coefficient d'abrasion α_P . En assimilant le grain à une sphère nous obtenons $P \propto D^3$, soit encore en réécrivant de la loi de Sternberg (cf. éq.2.15) :

$$D = D_0 e^{-\alpha_D \cdot x} \quad (2.15)$$

où D_0 est le diamètre initial du grain, D le diamètre du grain après avoir parcouru la distance x , et α_D le coefficient d'abrasion tel que $\alpha_P = 3\alpha_D$ [Powell, 1998, Church, 2003].

2.4.1.2 Rôle des confluences dans l'intégration des apports des affluents

La compréhension de la dynamique des confluences et de l'impact des affluents à différentes échelles est essentielle pour mieux appréhender les processus en action à l'échelle du réseau hydrographique, et plus généralement pour améliorer notre compréhension des transferts sédimentaires à différentes échelles spatiales [Rice *et al.*, 2008b]. Ainsi le rôle des affluents peut être considéré sous trois aspects [Rice *et al.*, 2008a] :

- les changements de forme du chenal principal [Richards, 1980, Rhoads, 1987] ;
- les sédiments du lit [Church et Kellerhals, 1978, Knighton, 1980] ;
- la structure du réseau [Richards, 1980].

Bien que les confluences correspondent à des zones clefs en termes de changements morphologiques, ce n'est que depuis les années 1980 que les études se sont concentrées sur ces secteurs. Or les confluences jouent un rôle crucial dans l'intégration des apports des affluents. Les recherches sur les confluences ont d'abord porté sur les changements morphologiques du

lit *via* des paramètres facilement mesurables (largeur, profondeur, surface mouillée, pente). D'autres études se sont intéressées aux interactions entre dynamique de l'écoulement, érosion, formation des bancs, et morphologie du lit à la confluence, ainsi qu'aux modifications granulométriques et au tri granulométrique aux confluences [Rhoads, 1987]. Une importance particulière a été accordée aux conséquences morphologiques (transport sédimentaire, stockage dans le chenal...) de la géométrie hydraulique des confluences [Richards, 1980, Roy, 2008, Biron et Lane, 2008]. La structure du réseau et son influence sur la morphologie du lit ont également fait l'objet de recherches [Richards, 1980]. Les facteurs de contrôle d'une confluence ont été identifiés par Roy [Roy, 2008] :

- l'angle d'incidence de l'affluent ;
- le rapport des débits entre les différentes branches confluentes ;
- pour les confluences importantes : le rapport largeur-profondeur.

En ce qui concerne la morphologie des confluences, la nature épisodique (*pulses* ou « pulsations sédimentaires ») de la fourniture en sédiments au niveau d'une confluence est à l'origine de la présence de formes liées à la confluence (par exemple les cônes de déjection occasionnés par des crues-éclair). La dynamique des confluences peut être amplifiée ou atténuée suivant l'hydrologie de chaque sous-bassin concerné, et le caractère stochastique des parts respectives de chaque branche de la confluence est susceptible d'être appréhendée *via* l'étude des densités de probabilité de la fourniture sédimentaire [Benda, 2008].

2.4.1.3 Contexte géomorphologique et géologique durancien, et questions de gestion associées

La Durance est une rivière torrentielle à charge graveleuse, historiquement caractérisée par de forts apports sédimentaires grossiers. Son régime hydrologique et son fonctionnement sédimentaire ont été fortement perturbés après la mise en place d'aménagements hydro-électriques sur son cours [Juramy et Monfort, 1986, Miramont *et al.*, 1998] et par les multiples prélèvements de graviers dans son lit mineur et moyen [Sogreah *et al.*, 2001].

Nous appellerons « haut bassin durancien » la portion de bassin versant située à l'amont du barrage de l'Escale, soit la portion de bassin versant située à l'entrée de notre zone d'étude.

Nous nous intéressons ici moins à la configuration géométrique des confluences qu'aux modalités de reprise par la Durance des matériaux apportés par les affluents et à leur devenir dans la branche principale. Le Contrat de Rivière du Val de Durance suggère que « les débits reprennent difficilement les apports de la Bléone et de l'Asse » [Couvert *et al.*, 2008b]. L'observation des pentes et l'analyse des débits indique, sous réserve d'un cycle hydrologique moyen, que la Durance est capable de reprendre ces matériaux (cf. parag. 2.4.1.3). Nous faisons l'hypothèse qu'à notre échelle d'étude, l'hydrologie « moyenne » des affluents et de la Durance correspond à des apports des affluents et à une reprise des matériaux par la branche principale.

Affluents susceptibles de fournir des matériaux grossiers et prise en charge par la branche principale

La Durance est alimentée en sédiments grossiers dans sa partie moyenne (entre le barrage de l'Escale et le barrage de Cadarache) principalement par deux affluents : la Bléone et, plus à l'aval, l'Asse [Sogreah *et al.*, 2001] (cf. fig.1.17). Les autres affluents (le Lauzon et le Lague) n'apportent pas de matériaux en quantité significative, comme en atteste la morphologie des zones de confluences (cf. fig.2.36 et [Charbonnière, 2009]).

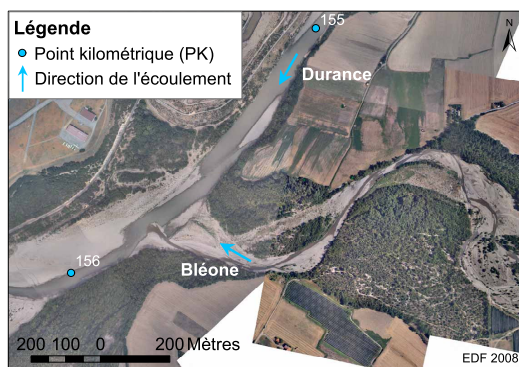
Le Verdon constitue également une source potentielle de matériaux grossiers. Il se jette directement dans la retenue du barrage de Cadarache : l'impact morphologique de ses apports sédimentaires a donc été limité depuis la construction du barrage. Cependant la transparence du barrage est assurée depuis quelques années, nous pouvons donc nous attendre à ce que cet affluent participe à nouveau à la fourniture sédimentaire de la branche principale dans les années à venir. La confluence avec l'Èze est située immédiatement à l'amont des souilles de Pertuis : les matériaux apportés sont actuellement en train de combler les souilles. Enfin la morphologie de la confluence et de la partie aval du Coulon indique de très faibles apports grossiers. Nous nous concentrerons donc sur l'étude des apports de matériaux grossiers en Durance par deux affluents situés en moyenne Durance : la Bléone et l'Asse.

Les matériaux provenant de la tête du bassin versant sont bloqués dans la retenue de Serre-Ponçon. De même les apports de la partie supérieure du bassin versant intermédiaire de la moyenne Durance sont bloqués dans la retenue du barrage de l'Escale. À l'amont de notre zone d'étude (de l'Escale en Avignon), les entrées sédimentaires graveleuses sont donc nulles. Par rapport au fonctionnement durancien avant aménagements, les apports du bassin versant intermédiaire à l'aval de l'Escale sont ainsi susceptibles de représenter une part plus importante en ce qui concerne les matériaux transportés en Durance. Il est à noter que les matériaux hérités du fonctionnement passé, et stockés sur les marges, sont toujours susceptibles d'être repris du fait de la mobilité latérale de la rivière.

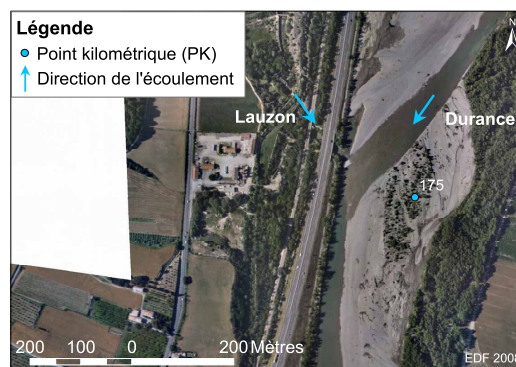
Contexte lithologique du bassin versant de la Durance, de la Bléone et de l'Asse

Le bassin versant de la Durance est constitué de terrains essentiellement sédimentaires (principalement calcaires et marnes), et de terrains cristallins (ophiolites, gneiss et granites) dans le haut du bassin (cf. fig.1.17). Nous nous intéressons ici à la composition siliceuse ou carbonatée des roches du bassin versant durancien. De manière simplifiée, nous distinguons d'une part les roches carbonatées (calcaires, marnes et craies) et d'autre part les roches silicatées (grès, sables, gneiss et granites).

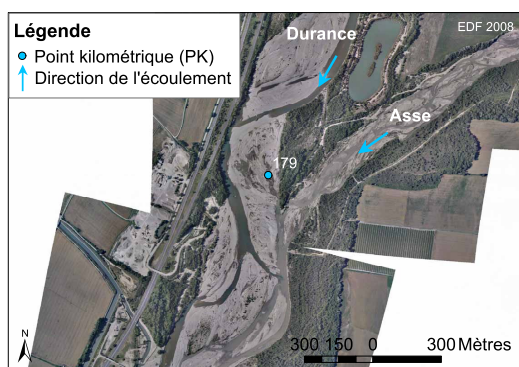
En ce qui concerne la Bléone et l'Asse, deux constatations préalables. D'une part les terrains drainés par la Bléone sont sensiblement de même nature que ceux drainés par le sous-bassin versant durancien à l'amont du barrage de l'Escale (cf. fig.1.17), si l'on excepte les terrains cristallins du haut bassin. Il est donc difficile *a priori* de différencier les matériaux provenant du tronçon situé à l'amont de l'Escale (qui constituent un héritage actuel)



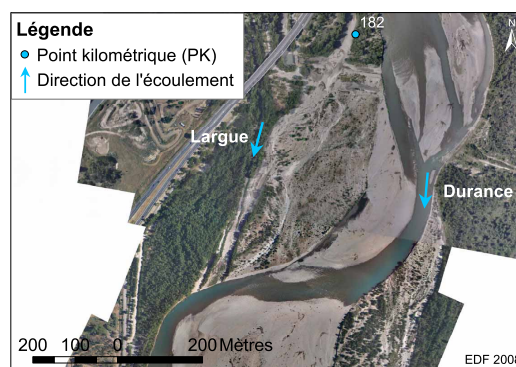
(a) Confluence Durance–Bléone



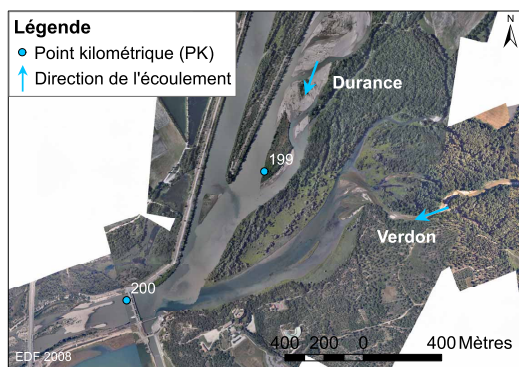
(b) Confluence Durance–Lauzon



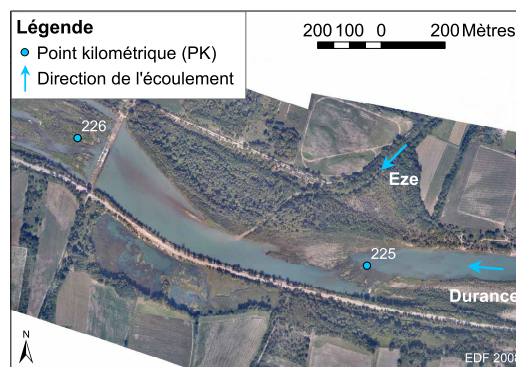
(c) Confluence Durance–Asse



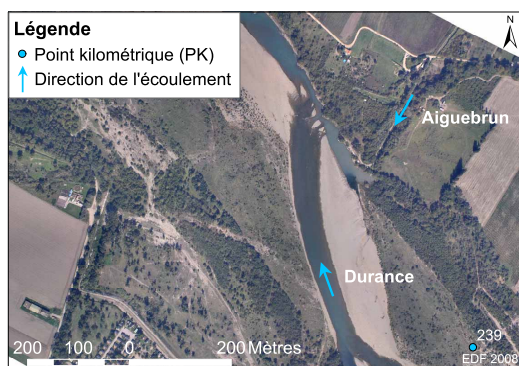
(d) Confluence Durance–Largue



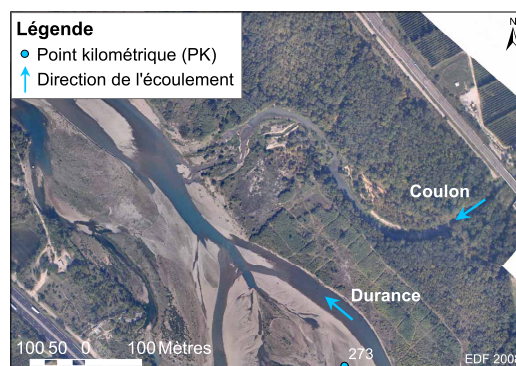
(e) Confluence Durance–Verdon



(f) Confluence Durance–Èze



(g) Confluence Durance–Aiguebrun



(h) Confluence Durance–Coulon

Figure 2.36 : Synthèse des principales confluences entre l'Esca et Avignon ; les confluences sont présentées suivant une logique amont–aval, leur position relative étant visible sur la figure 1.21.

de ceux provenant de la Bléone. Il s'agit essentiellement de matériaux calcaires. D'autre part les terrains drainés par l'Asse sont essentiellement des matériaux provenant du plateau de Valensole. Ces matériaux correspondent à des matériaux du bassin versant durancien déjà transportés, puis qui se sont reconsolidés dans une matrice. Là encore, il n'est pas forcément évident que les matériaux provenant de l'Asse soient différenciables d'un point de vue lithologique de ceux circulant en Durance à l'amont de la zone des confluences.

Si la lithologie des terrains drainés par les affluents ne semble pas être discriminante pour les distinguer de ceux du haut bassin durancien, il est à souligner que les distances de transport associées ne sont pas les mêmes : les matériaux circulant en Durance à l'amont de la zone des confluences ont *a priori* parcouru des distances beaucoup plus importantes que les matériaux provenant des affluents (ce qui est valable pour les matériaux provenant de la Bléone notamment ; les matériaux de l'Asse, provenant du poudingue de Valensole, sont des matériaux ayant déjà subi un transport).

Résistance de ces éléments au transport et capacité à participer au transit sédimentaire grossier en basse Durance

Si l'on considère que la capacité de reprise durancienne des matériaux apportés par les affluents est inchangée depuis les aménagements, mais que le transit à l'aval immédiat de l'Escale est nul, il est donc certain que les apports des affluents (Bléone et Asse) représentent proportionnellement une part plus importante des matériaux qui transitent en Durance à l'aval de l'Escale. De l'ordre de 25 % avant les aménagements hydro-électriques [Sogreah *et al.*, 2001], cette part relative est aujourd'hui plus proche de 100 %. Cette proportion est une estimation, dans la mesure où il n'existe pas de quantification des apports provenant du remaniement des matériaux hérités, à l'aval de la zone de confluences.

Ces modalités de fourniture sédimentaire des matériaux qui transitent en Durance à l'aval des confluences depuis les aménagements posent des questions en termes de gestion du transit sédimentaire en Durance. En effet, un des objectifs du Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert *et al.*, 2008c] est, à long terme, de rétablir une continuité sédimentaire qui permette de compenser l'engravement relatif en moyenne Durance et le déficit sédimentaire en basse Durance. Sous réserve que la continuité sédimentaire soit rétablie (gestion transparente des barrages, comblement des souilles profondes), les apports des affluents (Bléone, Asse), pourraient donc à terme permettre de compenser le déficit sédimentaire en basse Durance. Mais cette hypothèse de fonctionnement n'est valable que si les caractéristiques mécaniques des matériaux des affluents leur permettent de transiter jusqu'au Rhône sous forme de galets. La question qui se pose ici est donc de savoir si les matériaux apportés par la Bléone et l'Asse peuvent transiter jusqu'au Rhône sous forme graveleuse, et ainsi participer à la recharge sédimentaire grossière de la basse Durance.

2.4.1.4 Objectifs

Les objectifs de cette partie sont donc d'origine très nettement opérationnelle : quelle est l'influence de l'interruption des apports amont sur le renouvellement du stock sédimentaire grossier à l'aval du barrage de l'Escale ? Cette interrogation peut se reformuler de la manière suivante : est-ce que les matériaux grossiers provenant de la Bléone et de l'Asse peuvent être repris par la Durance et transportés sous forme de galets jusqu'à la confluence avec le Rhône [Lefort, 2005, Lefort et Chapuis, 2012], ou sont-ils susceptibles d'être réduits à des matières en suspension sous l'effet de l'abrasion avant d'arriver au Rhône ? À très large échelle, cette question s'inscrit dans le cadre du Plan Rhône et du potentiel d'apports de matériaux grossiers au Rhône par la Durance.

À l'échelle du bassin versant durancien, l'enjeu est également de valider la pertinence du rétablissement de la continuité du transit sédimentaire au niveau des discontinuités. Les transparences mises en œuvre dans le cadre du contrat de rivière pour rétablir cette continuité sédimentaire ont un coût économique pour EDF, même si ce coût pourrait être contrebalancé par le gain de mobilité à l'aval et la moindre nécessité des essartements, également très coûteux, qui ont pour but de préserver une capacité d'écoulement en crue suffisante.

Compte-tenu des vitesses de transport moyennes en Durance [Sogreah *et al.*, 2001, Couvert *et al.*, 2008b], nous nous plaçons ici dans une échelle de temps de l'ordre du siècle.

Nous avons déterminé (cf. parag.2.4.1.3) qu'il était vraisemblablement difficile de distinguer les matériaux provenant de l'affluent et ceux provenant du tronçon durancien amont d'un point de vue lithologique strict. Dans cette partie, nous cherchons donc à confirmer cette hypothèse. Nous étudions également l'évolution longitudinale de ces paramètres pour en déduire des indications sur le fonctionnement des stocks duranciens sur notre tronçon d'étude, avant et après aménagements. Enfin nous tentons d'évaluer la participation des matériaux apportés par la Bléone et l'Asse à la recharge sédimentaire de la Durance jusqu'à la confluence avec le Rhône.

2.4.2 Sites d'étude et méthodes

2.4.2.1 Sites d'étude

La zone d'étude s'étend depuis l'Escale jusqu'au Rhône et comprend 24 sites d'étude, dont 18 sites répartis sur tout le linéaire de la Durance, ainsi que trois sites sur chacun des deux affluents étudiés (la Bléone et l'Asse) (cf. fig.2.37). Sur chaque site d'étude, un prélèvement granulométrique de surface sur un banc a été réalisé.

2.4.2.2 Méthodologie

Nous avons identifié trois paramètres pertinents pour caractériser les matériaux et notamment pour décrire leur évolution au sein du réseau hydrographique et discriminer po-

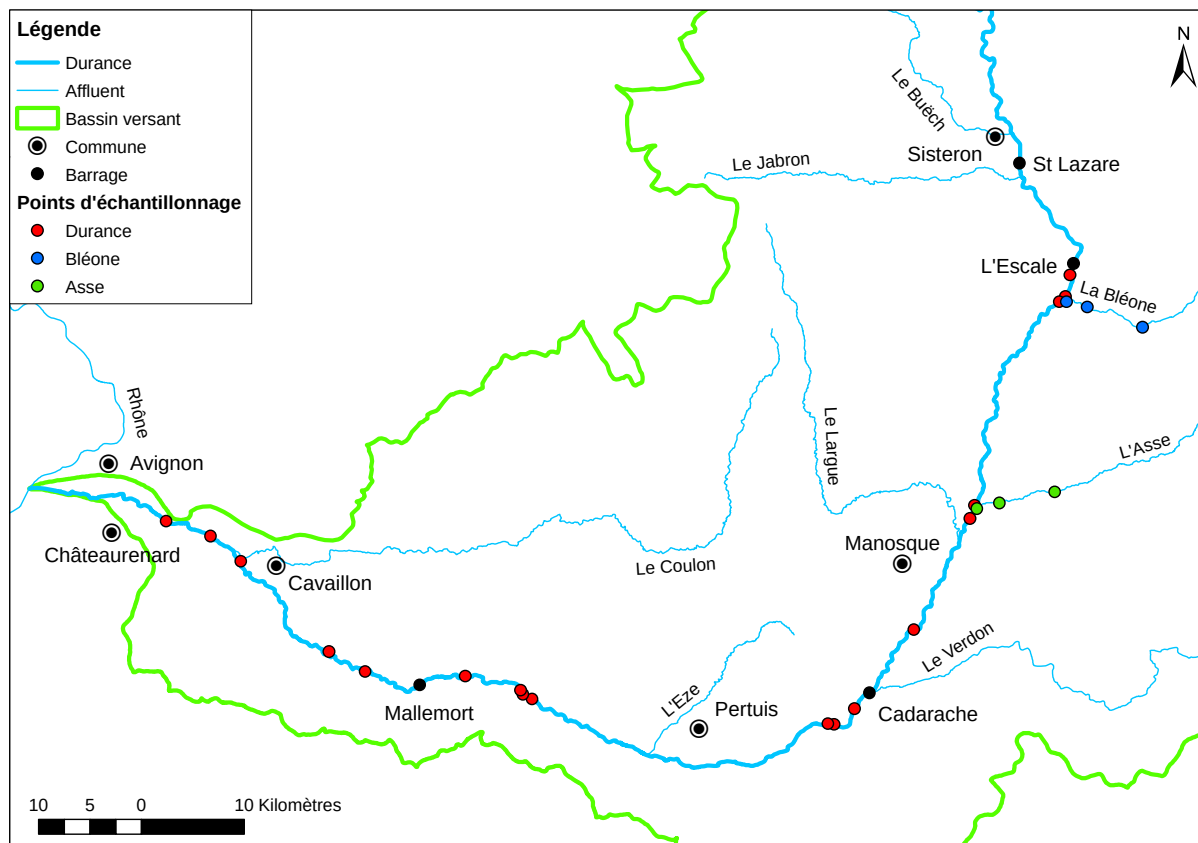


Figure 2.37 : Localisation des points d'échantillonnage.

tentiellement les matériaux provenant du tronçon amont de la Durance de ceux des deux affluents étudiés : la granulométrie, la lithologie et la forme [Liébault *et al.*, 2008].

Chaque point d'échantillonnage correspond à un prélèvement granulométrique de surface sur un banc (Wolman [Wolman, 1954] à 400 particules, avec échantillonnage de la fraction grossière tronquée à 8 mm). La méthodologie utilisée est décrite dans l'ouvrage de Bunte et Abt [Bunte et Abt, 2001].

Pour chaque échantillon, nous avons prélevé un sous-échantillon de 100 particules par tirage aléatoire, que nous avons ensuite analysé en laboratoire. Nous avons déterminé le pourcentage (en nombre) de particules carbonatées dans chaque sous-échantillon. Pour cela, nous avons réalisé un test d'effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué, qui traduit la présence de carbonates (ions CO_3^{2-}), ici du carbonate de calcium, caractéristique d'éléments calcaires. Le critère d'effervescence à l'HCl est un test simple à mettre en œuvre, qui nous permet donc de distinguer deux classes, les particules « calcaires » (carbonatées) et celles « non calcaires » (non carbonatées).

Chaque sous-échantillon a aussi fait l'objet d'une analyse de forme automatisée : les particules ont été photographiées selon le protocole préconisé par Cottet [Cottet, 2006], puis ces photographies ont été analysées grâce au logiciel de reconnaissance automatique de forme utilisé par Roussillon *et al.* [Roussillon *et al.*, 2009]. Pour chaque particule, nous obtenons les indices suivants :

- sa granulométrie (tous les percentiles sont calculés d'après la mesure de l'axe b) ;

- sa lithologie (classe « carbonaté » ou « non carbonaté ») ;
- sa forme, caractérisée par différents indices de forme : l'aire, le périmètre, l'aire de l'enveloppe convexe, le périmètre de l'enveloppe convexe, le plus grand rayon inscrit, l'axe a , l'axe b , l'élongation (rapport b/a), la convexité (rapport des périmètres, rapport des aires), le rapport Pg/Pe (rapport du périmètre du galet sur le périmètre de l'ellipse).

Nous présentons en figure 2.38 la comparaison de la mesure de l'axe b par mesure manuelle et par mesure automatisée de six échantillons de 100 particules environ chacun. L'adéquation des résultats (valeurs proches de la 1^{re} bissectrice) nous permet de valider l'utilisation du logiciel de reconnaissance de forme pour les matériaux circulant en Durance (cf. fig.2.38).

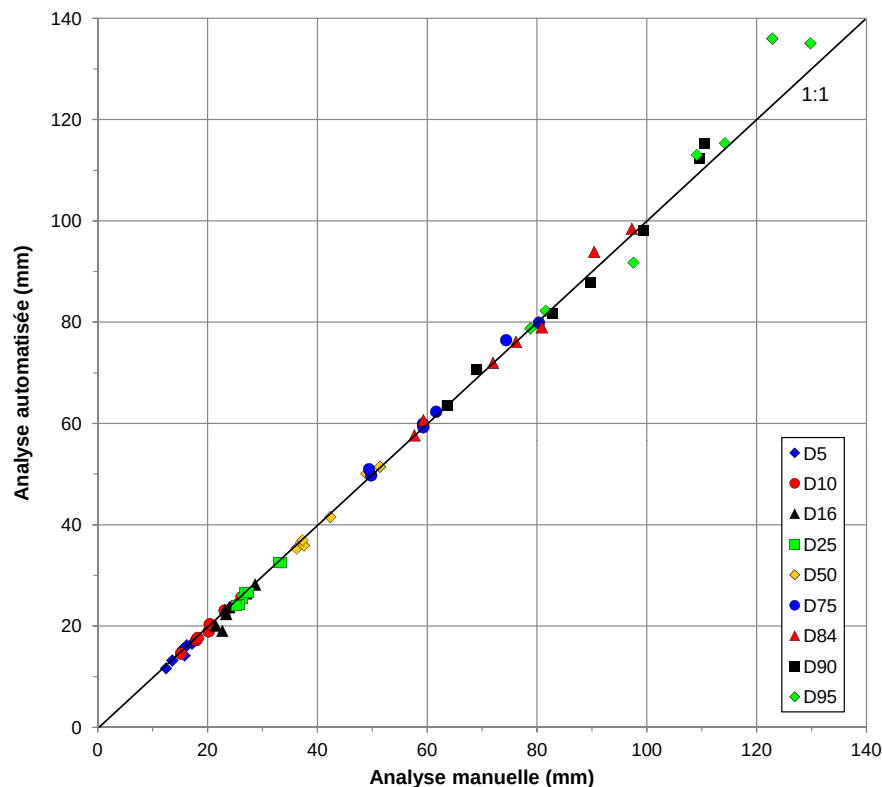


Figure 2.38 : Comparaison de la mesure de l'axe b par mesure manuelle et par mesure automatisée.

2.4.3 Résultats

2.4.3.1 Évolution longitudinale de la granulométrie des matériaux grossiers

Les variations longitudinales du diamètre médian des particules du lit de la Durance sont négligeables par rapport à la variabilité locale (cf. fig.2.39). Si nous modélisons les résultats par une relation du type Sternberg [Sternberg, 1875] (cf. parag.2.4.1.1), nous pouvons observer une faible tendance décroissante de la granulométrie d'amont vers l'aval ($y = 56,6e - 0,001x$, $R^2 = 0,09$), ce qui correspond à un faible affinement granulométrique. Lorsque nous comparons ces résultats à ceux obtenus par Surian sur le fleuve Piave [Surian, 2002], nous obtenons une relation dont le coefficient de détermination est plus élevé

($R^2 = 0,09$ ici contre 0,02 dans [Surian, 2002]). Nous constatons d'une part que le diamètre initial des particules est beaucoup plus important ($D_0 = 56,6$ contre 46,3 mm) et d'autre part que le coefficient d'abrasion α_D est plus faible (0,001 ici contre 0,004). Le coefficient d'abrasion plus faible peut s'expliquer par une lithologie globalement plus résistante en Durance que sur le fleuve Piave, qui draine des terrains calcaires et dolomitiques [Surian, 2002].

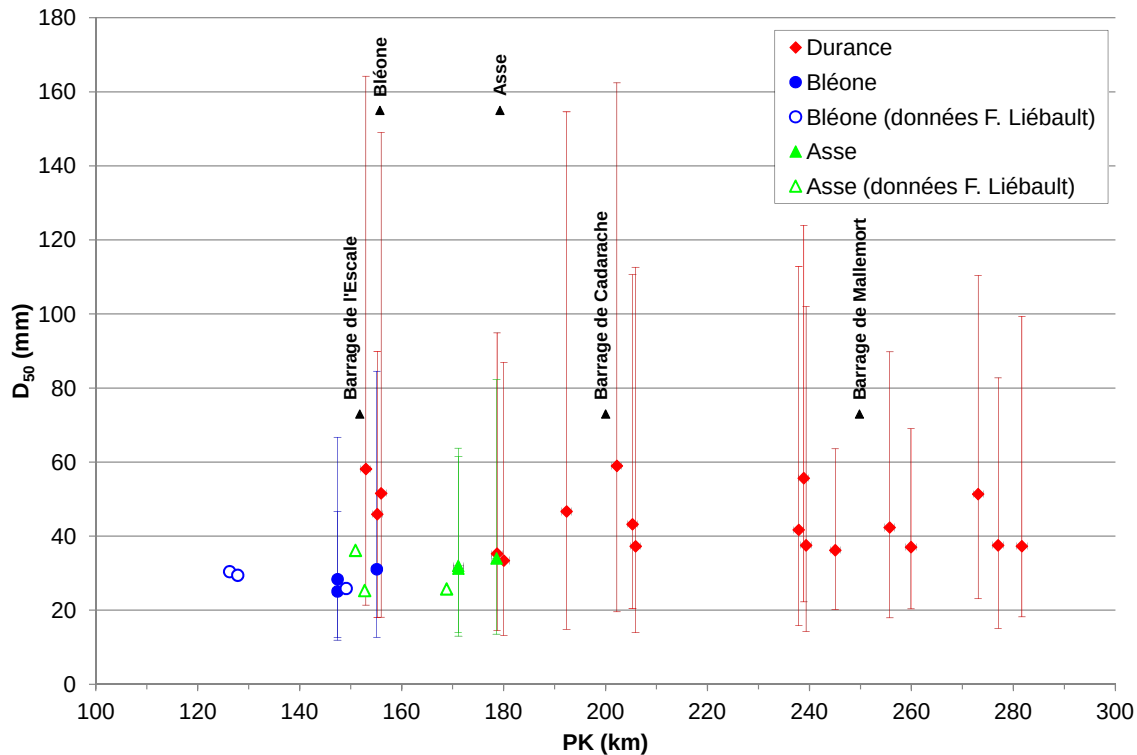


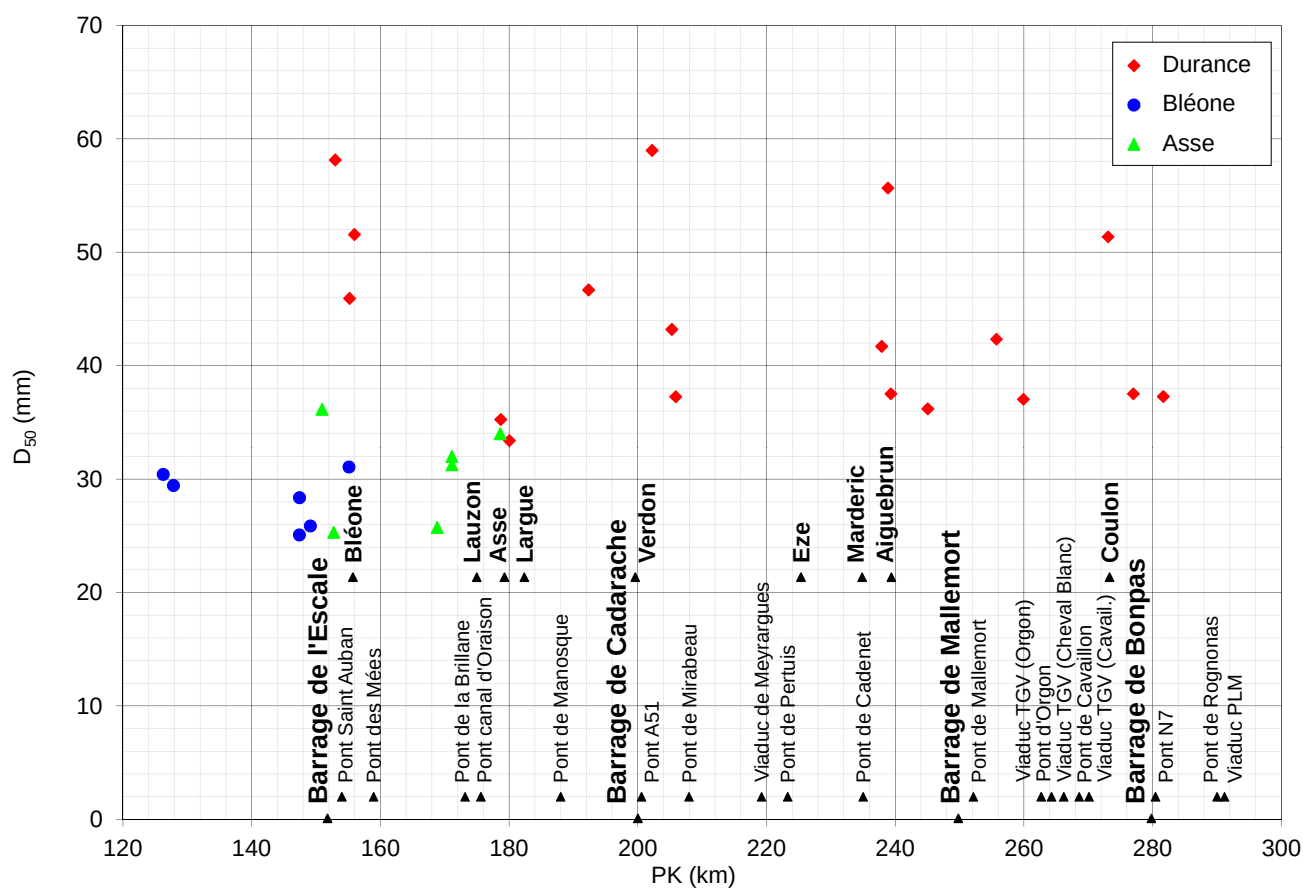
Figure 2.39 : Évolution longitudinale du D_{50} des matériaux de la Durance, de la Bléone et de l'Asse, le sens de l'écoulement allant de la gauche vers la droite (cf. fig.2.37) ; les barres d'erreurs supérieures et inférieures correspondent respectivement au D_{90} et au D_{10} . Les données F. Liébault sont des mesures complémentaires réalisées au cours de l'été 2009 par le Cemagref de Grenoble.

Nous pouvons expliquer l'origine des quelques valeurs de D_{50} particulièrement élevées que nous trouvons en Durance (cf. fig.2.40(a)) en raison de différentes discontinuités du transit sédimentaire :

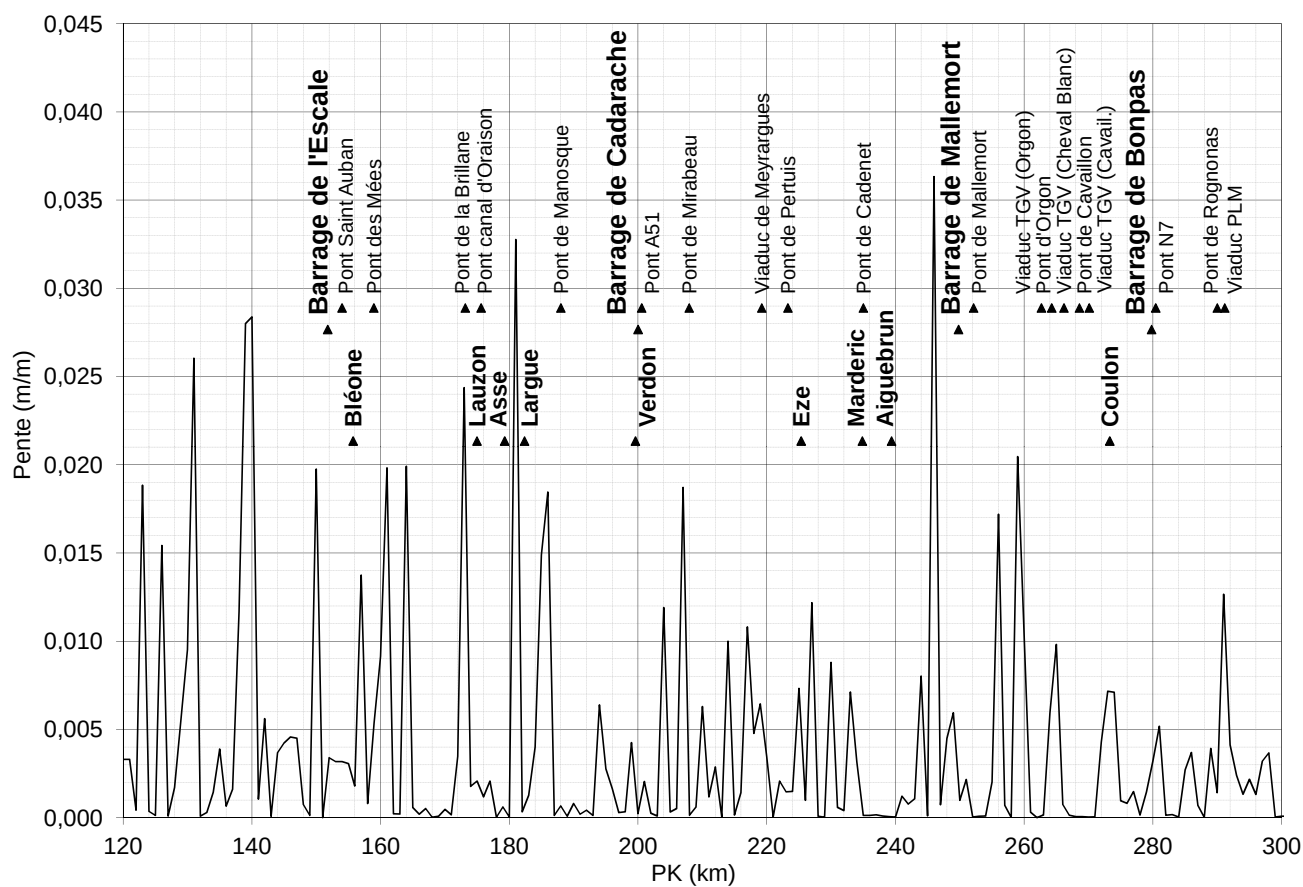
- PK 153 et 156 : les deux points d'échantillonnage correspondants se situent immédiatement à l'aval du barrage de l'Escale. Cet ouvrage empêche totalement les graviers de passer : le déficit de charge grossière induit est à l'origine de la mise en place d'un pavage, confirmé par les observations de terrain ;
- PK 202 : le point d'échantillonnage correspondant se situe immédiatement à l'aval du barrage de Cadarache. Même si la gestion de l'ouvrage prévoit maintenant une transparence pour les débits supérieurs à 500 m³/s (donc pour des débits permettant le charriage des graviers), il est vraisemblable que le bénéfice de cette mesure ne soit pas encore parvenu jusqu'au PK 202. De même qu'à l'aval du barrage de l'Escale, l'interruption du transit sédimentaire grossier a induit un déficit sédimentaire qui s'est traduit par la mise en place d'un pavage et donc des valeurs de granulométrie de surface particulièrement élevées ;

- PK 239 : le point d'échantillonnage correspondant est situé immédiatement à l'aval d'une configuration particulière du lit durancien (cf. fig.2.41(a)). Par migration latérale en rive gauche, la Durance menaçait d'affouiller la structure du canal EDF. La mise en place d'une protection de berge a accentué le phénomène d'affouillement en pied de cette protection (elle a d'ailleurs été détruite, puis refaite depuis sa mise en place, comment en attestent les nombreux blocs que l'on retrouve dans le chenal à l'aval), occasionnant la mise en place d'une souille relativement profonde qui pourrait correspondre à une interruption localisée du transit sédimentaire grossier. En conséquence il pourrait y avoir mise en place d'un pavage plus marqué en tête du banc aval, qui a été le lieu d'échantillonnage, que sur d'autres têtes de banc ;
- PK 273 : le point d'échantillonnage correspondant est situé un kilomètre à l'aval d'un enrochement en rive gauche qui a également conduit au creusement d'une souille profonde, occasionnant probablement une rupture locale de la continuité sédimentaire (cf. fig.2.41(b)). Il est possible que ce déficit local, associé à une pente quasi nulle sur ce secteur (cf. fig.2.40(b)) qui limite la capacité de transport à cet endroit, ait empêché la Durance de se recharger en matériaux sur cette distance.

Les matériaux provenant des deux affluents (Bléone et Asse) présentent un diamètre médian plus faible que les matériaux duranciens : alors que les matériaux des affluents ont un D_{50} de l'ordre de 19 à 28 mm, les matériaux provenant de la Durance sont globalement plus grossiers (D_{50} de l'ordre de 12 à 54 mm). Le paramètre « granulométrie » est donc discriminant pour distinguer les matériaux provenant des affluents de ceux circulant en Durance à l'amont des confluences.

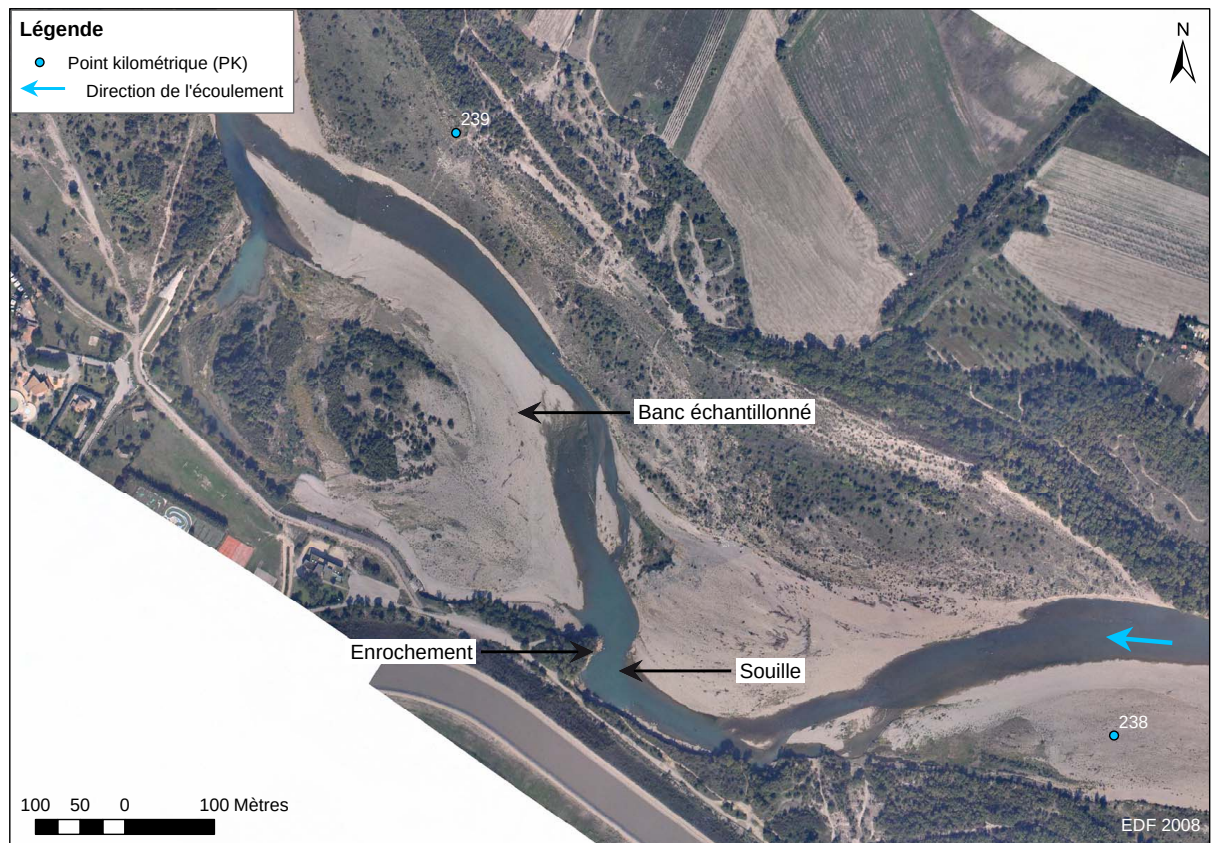


(a)

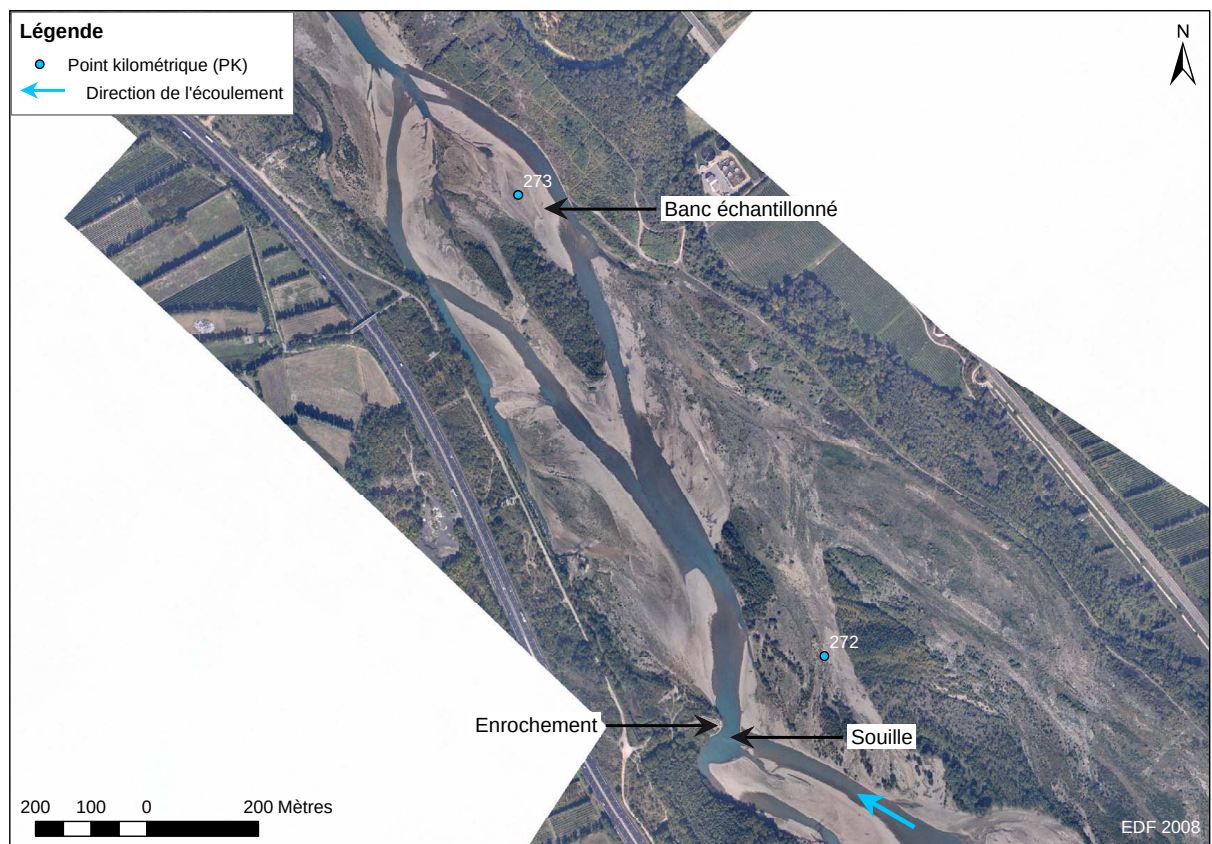


(b)

Figure 2.40 : Évolution longitudinale (a) du D_{50} et (b) de la pente (d'après le profil en long de 2008).



(a)



(b)

Figure 2.41 : Protection de berge en rive gauche et souille profonde en amont du banc échantillonné (a) au PK 238 (mouille dans une ancienne souille) et (b) au PK 273.

2.4.3.2 Évolution longitudinale de la lithologie des matériaux grossiers

La proportion de particules carbonatées à l'amont de la zone des confluences (PK 155,5) est de l'ordre de 80 % en Durance. Elle atteint des valeurs maximales de presque 90 % entre les PK 180 et 190, puis en basse Durance la proportion de particules carbonatées diminue pour atteindre 60 % au droit d'Avignon (PK 280) (cf. fig.2.42).

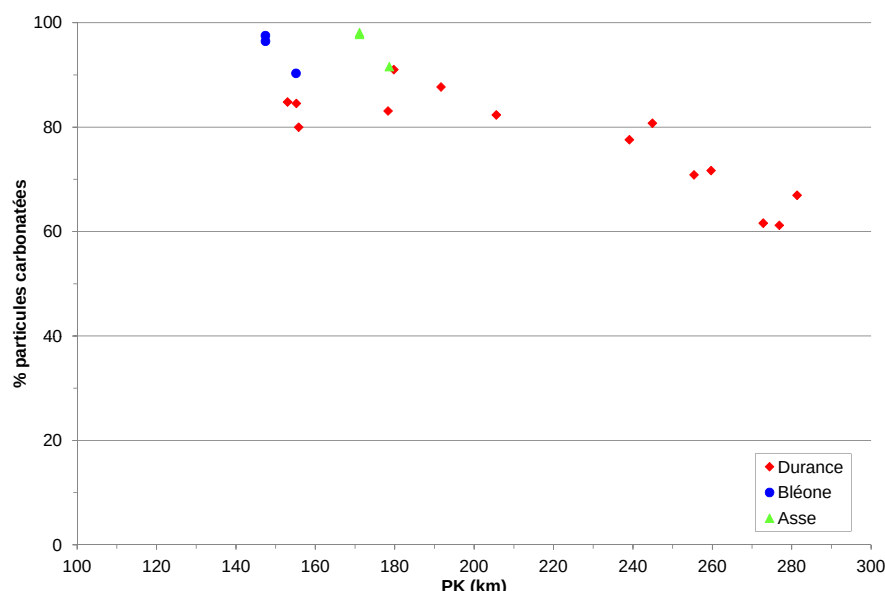


Figure 2.42 : Évolution longitudinale du pourcentage (en nombre) de particules carbonatées pour la Durance, la Bléone et l'Asse.

Les matériaux apportés par les deux affluents étudiés (la Bléone et l'Asse) sont constitués de matériaux carbonatés à plus de 97 %, ce qui permet de qualifier le critère « lithologie » comme discriminant pour distinguer les matériaux circulant en Durance de ceux provenant des affluents. Les matériaux apportés par les deux affluents présentent un nombre de particules calcaires très élevé, ce qui confirme l'analyse selon laquelle les bassins versants de ces deux affluents drainent des terrains essentiellement calcaires (cf. parag.2.4.1.3).

Les fortes valeurs à l'amont du tronçon durancien étudié, y compris dans la zone de confluences et jusque dans la partie amont de la basse Durance (PK 200 à 250), indiquent que les apports des affluents, par des apports en tout ou partie calcaires, contribuent à fournir à la Durance des matériaux calcaires.

2.4.3.3 Évolution longitudinale de la forme des matériaux grossiers

Les indices de forme comme par exemple le rapport Pg/Pe , correspondant au rapport du périmètre du galet sur le périmètre de l'ellipse, indiquent des tendances identiques (cf. fig.2.43) :

- une nette tendance amont-aval de l'indice de forme en Durance, qui indique que les particules tendent à devenir moins anguleuses, plus longues et plus plates ;

- des indices de forme pour les matériaux des affluents qui sont similaires à ceux trouvés en Durance, d'où une impossibilité de distinguer les matériaux provenant des affluents de ceux provenant du tronçon amont durancien.

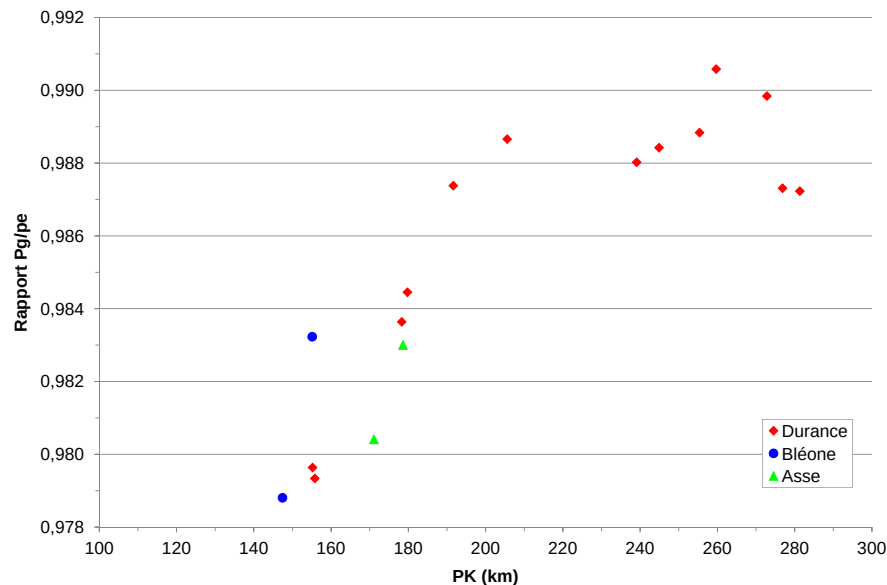


Figure 2.43 : Évolution longitudinale de l'indice de forme P_g/P_e pour la Durance, la Bléone et l'Asse. P_g est le périmètre du galet, P_e le périmètre de l'ellipse. Le rapport P_g/P_e peut être considéré comme un indice fiable d'émoussé des particules [Cottet, 2006].

Nous interprétons ces résultats comme le fait que la forme (l'émoussé, l'angularité) soit fortement influencée par la distance de transport, ce qui est cohérent avec les résultats de la bibliographie [Cottet, 2006, Attal, 2003]. Ces résultats suggèrent que l'abrasion des particules en Durance est un processus important.

2.4.3.4 Application d'un modèle d'abrasion des particules

Afin d'estimer l'effet de l'abrasion des particules sur leur devenir dans le système, nous avons utilisé un modèle d'abrasion. Pour cela nous nous sommes basés sur les travaux d'Attal [Attal, 2003], qui a travaillé notamment sur des calcaires du Buëch « constitués essentiellement de galets de calcaire massif tithonique et de calcaire argileux crétacé ». Les valeurs d'abrasion qu'il obtient pour ces matériaux ($1,0 \pm 0,3$ %/km) sont intermédiaires entre les calcaires marneux himalayens (très fortes valeurs d'abrasion, de l'ordre de $2,6$ %/km) et les granites (très faibles valeurs d'abrasion, de l'ordre de $0,4$ %/km). D'après la carte lithologique du bassin versant durancien (cf. fig. 1.17), la Bléone et l'Asse drainent également des formations calcaires tithoniques (jurassiques) et crétacées. En l'absence de valeurs plus pertinentes, nous nous basons donc sur celles-ci. L'existence d'une forte variabilité de résistance à l'abrasion entre les différentes particules est confirmée par des expériences de perçage qui ont été réalisées sur des particules échantillonnées sur les affluents d'une part, et en Durance d'autre part (cf. parag. 2.3). Ces expériences concluent à une nette différence qualitative de résistance entre les matériaux, tendres, des affluents, et ceux, beaucoup plus résistants, prélevés en Durance.

Les diamètres initiaux correspondent aux percentiles caractéristiques (D_{10} , D_{50} , D_{90}) de la distribution granulométrique des matériaux duranciens (cf. fig.2.44(a)) et des matériaux des affluents (cf. fig.2.44(b)). Nous pouvons constater que, quelle que soit la lithologie considérée, les matériaux circulant en Durance (cf. fig.2.44(a)) voient leur taille fortement réduite après 150 km de transport, c'est-à-dire lorsqu'ils arrivent au Rhône. Seules les particules les plus grosses et les plus résistantes (particules granitiques dont le diamètre à l'aval de l'Escale est de l'ordre de 120 mm) peuvent théoriquement arriver sous forme de cailloux (axe $b > 64$ mm selon l'échelle granulométrique de Wentworth [Wentworth, 1922]) jusqu'au Rhône.

En ce qui concerne les affluents, dont la lithologie est beaucoup plus tendre (et les particules plus petites, cf. fig.2.39), nous pouvons constater que quasiment toutes les particules arrivent théoriquement au Rhône sous forme de sédiments fins (axe $b < 8$ mm). Les matériaux provenant des affluents ne peuvent donc pas représenter une source directe de recharge sédimentaire grossière pour la Durance jusqu'au Rhône.

Ces matériaux restent sous forme de galets sur une distance de 50 km environ, ce qui est en accord avec les résultats des mesures de terrain sur l'évolution longitudinale de la proportion de particules calcaires en Durance (cf. parag.2.4.3.2), et est donc cohérent avec les hypothèses faites ici sur les taux d'abrasion des particules provenant des affluents.

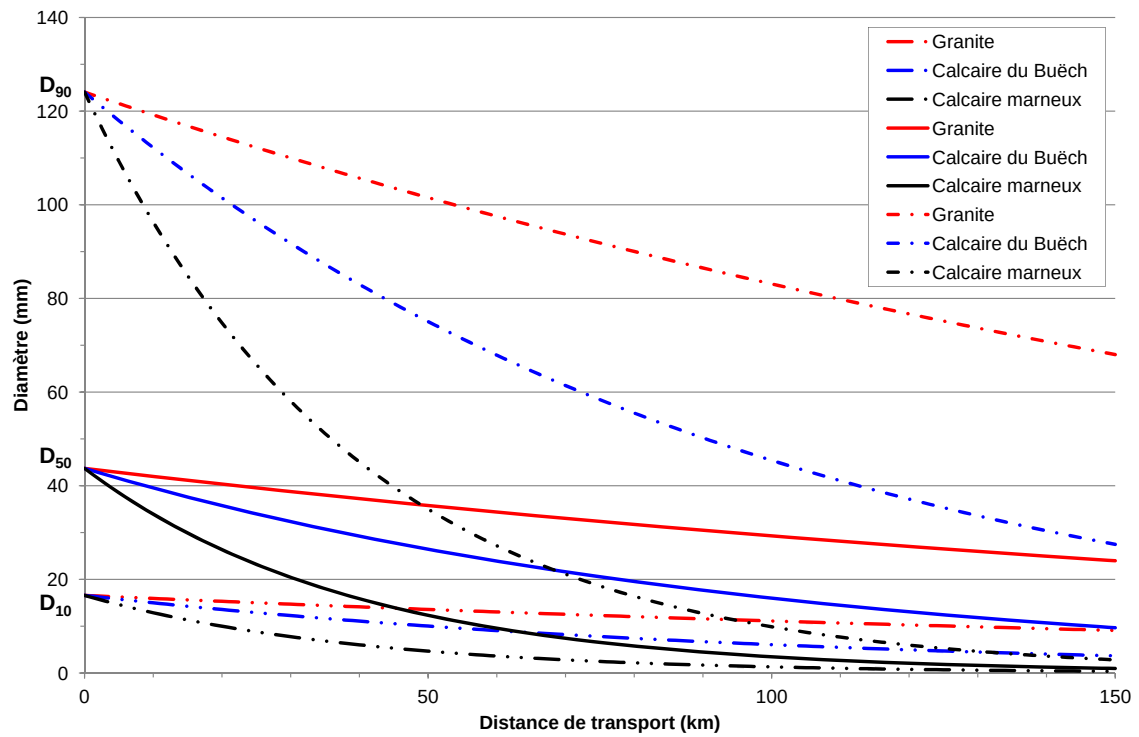
Nous pouvons donc conclure que les affluents assurent une recharge « directe » en matériaux grossiers sur une cinquantaine de kilomètres en Durance à l'aval de la confluence avec l'Asse, c'est-à-dire environ jusqu'aux souilles de Pertuis (cf. fig.2.45).

2.4.4 Discussion

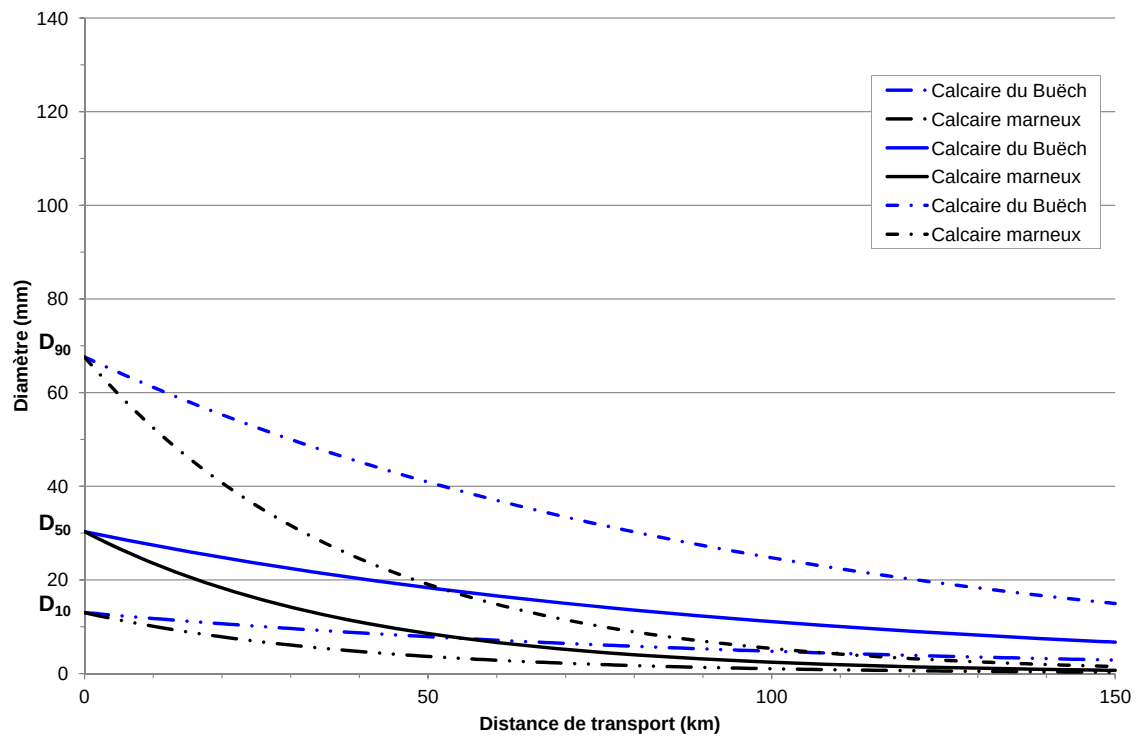
2.4.4.1 Mobilité des particules provenant des affluents

Un des objectifs du Contrat de Rivière du Val de Durance est de combler le déficit sédimentaire diagnostiqué en basse Durance. Les études précédentes et nos observations indiquent que la reprise des matériaux apportés par les deux affluents (Bléone et Asse) ne devrait pas poser de problème. Premièrement, les matériaux apportés par les affluents sont globalement plus fins que ceux en Durance (cf. [Sogreah *et al.*, 2001] et fig.2.39). Deuxièmement, les modalités de gestion des déversés au barrage de l'Escale ont *a priori* peu changé depuis la mise en place du barrage en 1962. Ainsi les débits circulant en Durance, susceptibles de reprendre les matériaux apportés par les affluents, ne sont pas perturbés depuis cette date. Or l'analyse de l'évolution longitudinale des pentes du profil en long met en évidence une nette augmentation de la pente à l'aval immédiat des confluences (cf. fig.2.40(b)). La reprise des matériaux apportés par les affluents est donc possible en termes de capacité de transport de la Durance.

Nos résultats indiquent également que les matériaux apportés par les affluents ne pourront pas jouer ce rôle de manière « directe ». En effet l'abrasion des particules se traduit par une « disparition » progressive des particules (*i.e.* leur diminution de taille est telle que les



(a)



(b)

Figure 2.44 : Modélisation de l'abrasion de différentes lithologies en fonction de la distance de transport pour (a) les matériaux circulant en Durance et (b) les matériaux provenant des affluents.

particules entrent dans la catégorie des matériaux fins), et notamment pour les particules calcaires qui constituent 97 % de la charge des affluents. La participation directe des affluents à la charge grossière durancienne se limiterait donc dans l'espace à un tronçon de 50 à 70 km à l'aval des confluences. Ce résultat semble confirmé par la distribution longitudinale de la

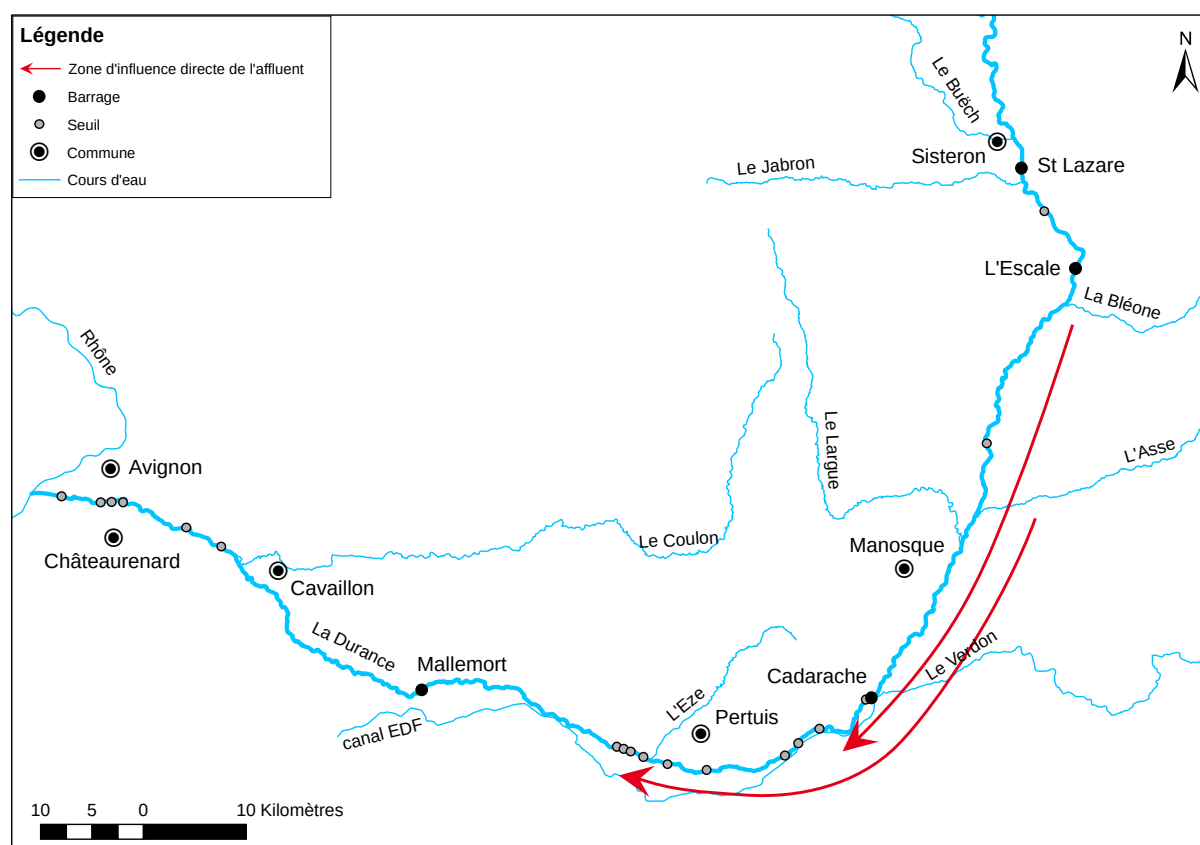


Figure 2.45 : Localisation de la zone d'influence directe des affluents (avant aménagements).

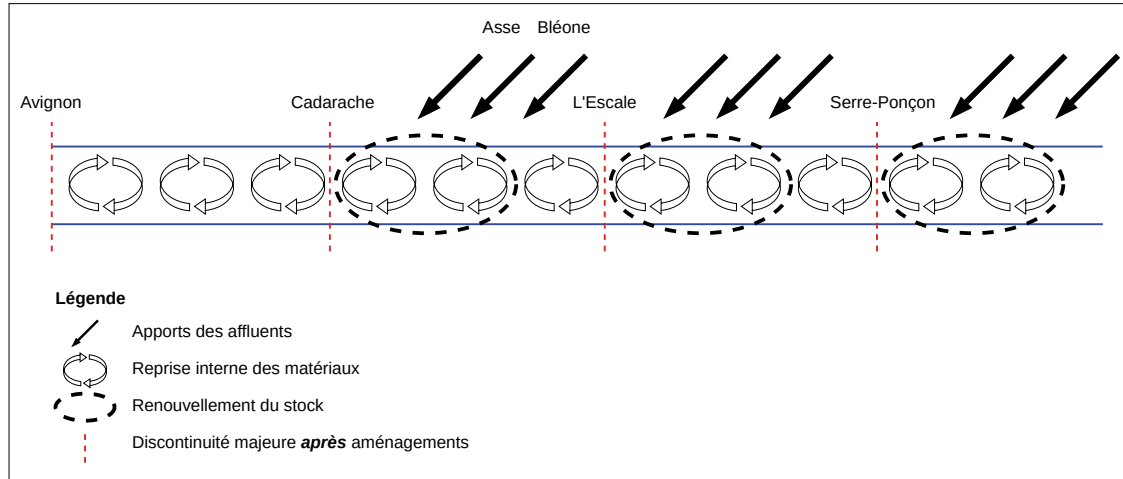
proportion de particules carbonatées (cf. fig.2.42), mais ne tient pas compte des apports potentiels du Verdon.

L'abrasion est vraisemblablement plus chimique (dissolution) que mécanique (fragmentation) car cette dernière conduirait à une augmentation du nombre de particules carbonatées, ce qui est incompatible avec les observations faites ici (sauf si cette fragmentation produit des particules-filles d'un diamètre inférieur à 8 mm, puisque ces particules n'ont pas été comptabilisées dans cette étude). Pour confirmer les ordres de grandeur d'abrasion des particules, il serait intéressant de compléter les mesures effectuées par quelques mesures d'abrasion des particules provenant de chaque affluent, plus en amont de chaque bassin, sur un tronçon sans apport intermédiaire.

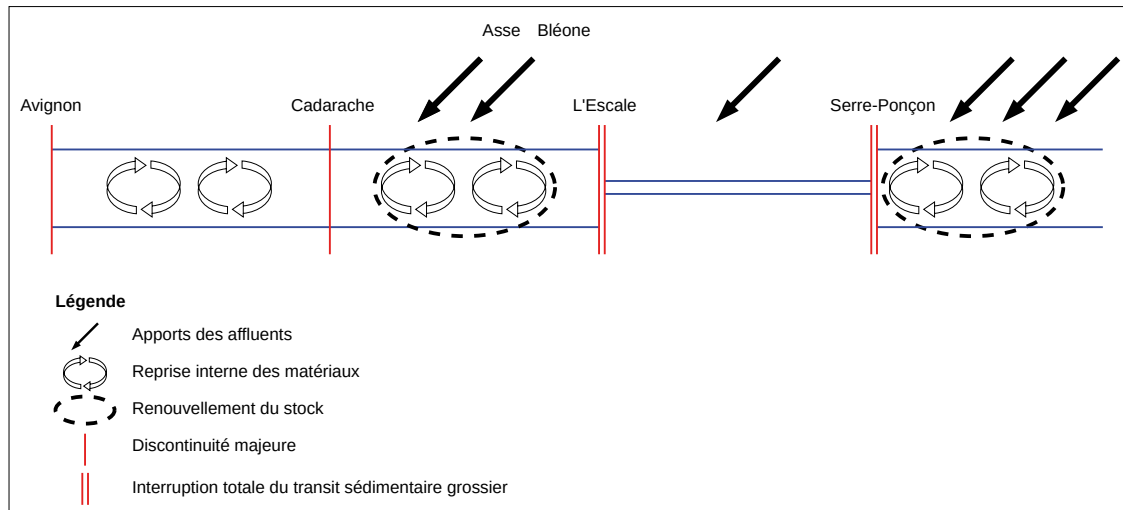
2.4.4.2 Proposition de schéma de fonctionnement longitudinal des stocks duranciens

Même si les affluents assurent une recharge « directe » en matériaux grossiers sur seulement 50 à 70 km en Durance à l'aval de la confluence avec l'Asse, il nous paraît pertinent de favoriser malgré tout le transit des matériaux des affluents jusqu'à la confluence avec la Durance, ainsi que leur reprise par cette dernière, car ces matériaux peuvent contribuer de manière significative à redynamiser le transit sédimentaire durancien de manière indirecte.

En effet si l'on compare le fonctionnement des stocks sédimentaires duranciens avant (cf. fig.2.46(a)) et après (cf. fig.2.46(b)) mise en place des aménagements hydro-électriques de la chaîne Durance–Verdon, nous observons qu'avant aménagements les apports des affluents étaient importants sur tout le haut bassin versant et jusqu'au niveau du Verdon. Ces apports ont été fortement réduits entre Serre-Ponçon et l'Escale (notamment avec la mise en place de la retenue de Saint-Lazare qui bloque les apports du Buëch), et dans une moindre mesure sur le tronçon l'Escale–Cadarache. Nous pouvons donc constater que les apports de matériaux par les affluents ont été réduits par rapport à la situation ante-aménagements.



(a)



(b)

Figure 2.46 : Proposition de fonctionnement des stocks sédimentaires duranciens (a) avant aménagements (b) après aménagements.

Du fait de la réduction de la mobilité latérale en Durance [Bacq, 2009], la reprise interne de matériaux (*i.e.* les matériaux hérités, remobilisés au sein de l'espace de divagation historique) a été réduite depuis la mise en place des aménagements, voire même presque interrompue sur le tronçon Serre-Ponçon–l'Escale. De plus la continuité sédimentaire n'est plus assurée, ce qui engendre un fonctionnement dissocié des différents tronçons duranciens entre chaque discontinuité.

Ainsi les modalités de renouvellement du stock alluvial ont été modifiées, avec une part nettement réduite des matériaux provenant de la reprise interne de chaque compartiment sédimentaire, et une part beaucoup plus importante des matériaux provenant des affluents. La reprise du stock, déposé en moyenne Durance par les affluents, n'est pas équilibrée : il y a un remplacement du stock « hérité » (avec des matériaux en partie résistants et en partie provenant des affluents) par des matériaux qui proviennent uniquement des affluents, que nous avons vus plus sensibles à l'abrasion. Cela pose un problème en termes de gestion du transit sédimentaire durancien grossier, car on peut imaginer, à terme, des matériaux provenant uniquement des affluents, mais incapables de transiter jusqu'au Rhône sous forme de galets (cf. fig.2.47).

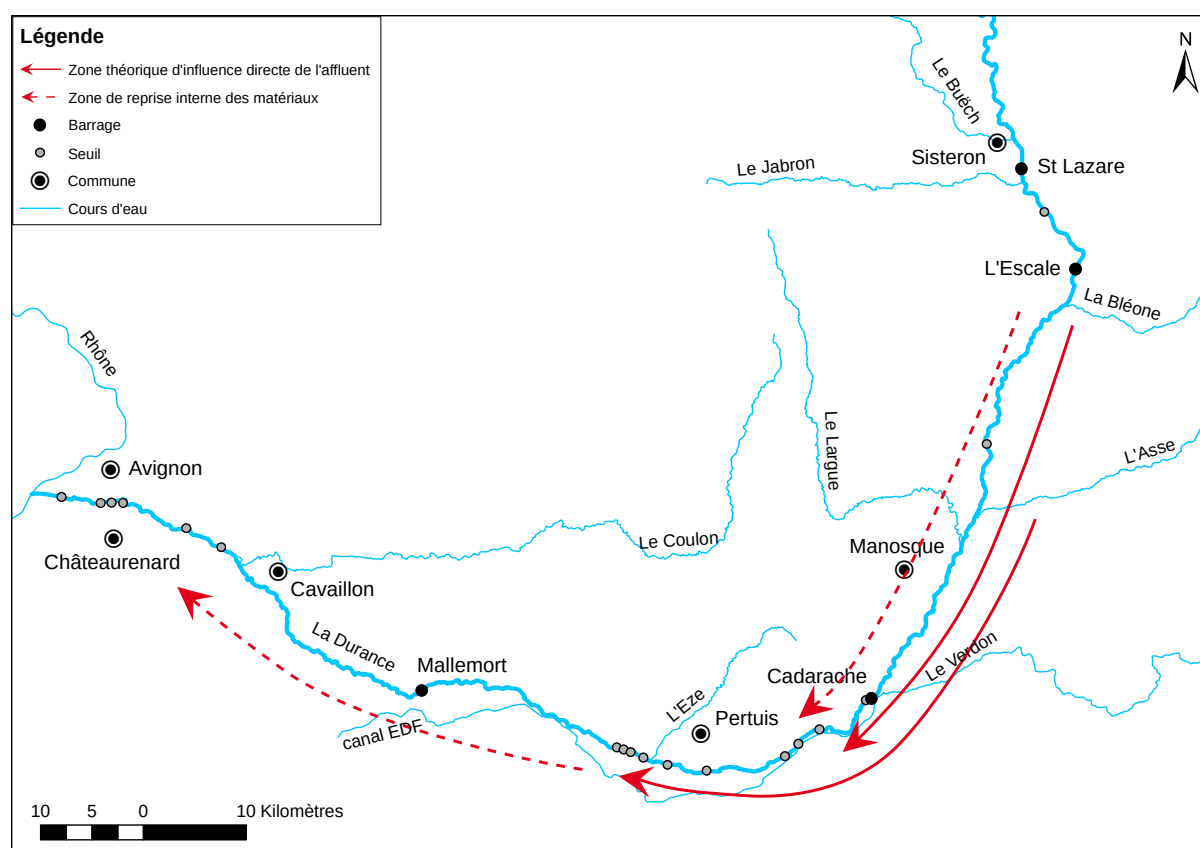


Figure 2.47 : Proposition de fonctionnement actuel longitudinal des stocks duranciens, sous réserve de maintien des transparences aux barrages de Cadarache et de Mallemort.

En première approximation un calcul simplifié a été réalisé à partir des hypothèses suivantes :

- largeur d'alluvions mobilisable : 600 m (correspond à l'emprise maximale du lit vif sur la période 1993–2008) ;
- épaisseur d'alluvions mobilisable : 2 m (valeur cohérente avec les observations de terrain) ;
- distance d'influence des apports des affluents : 50 km.

Ce calcul indique un volume de stock alluvial théoriquement mobilisable de 60 millions de m³. En le comparant aux apports annuels de la Bléone et de l'Asse (soient respectivement

60 000 et 40 000 m³/an, cf. [Sogreah *et al.*, 2001]) d'un total d'environ 100 000 m³/an, nous constatons qu'il faudrait environ 600 ans pour remplacer le stock alluvial en place par des matériaux provenant uniquement des affluents (sous réserve de reprise par la Durance et dans l'hypothèse, actuellement vraie, d'apports amont nuls).

Évidemment cette estimation est grossière : dans le cadre de la gestion à long terme des sédiments, il serait nécessaire de réaliser une étude détaillée des stocks disponibles en fond de vallée et une étude des modalités de remobilisation de ces stocks. Enfin, il serait intéressant de connaître la proportion de particules carbonatées des terrasses de basse Durance, afin de vérifier que les caractéristiques des matériaux remobilisés leur permettent de transiter sous forme de graviers jusqu'au Rhône.

2.5 Conclusion

Nous reprenons ci-après les questions que nous nous posions en introduction (cf. parag. 2.1), questions auxquelles nous tâchons d'apporter des réponses (pas forcément argumentées, dans la mesure où il peut s'agir de simples propositions de fonctionnement).

2.5.1 Mécanismes généraux du transport sédimentaire

Est-il possible de déterminer la part respective de chaque facteur de contrôle de la mobilité des particules sédimentaires dès que l'on passe en granulométrie étendue, ou que l'on se place en conditions naturelles, c'est-à-dire lorsque les interactions entre les différents processus mis en jeu deviennent complexes ?

Au vu des résultats obtenus ici, cela semble difficile tant au début du transport (cf. influence de la pente, mais aussi du diamètre, de la proximité au chenal), qu'en conditions de « transport généralisé ». Toutefois il semblerait qu'en conditions de « transport généralisé » cette question n'ait pas lieu d'être, puisque les matériaux se déplacent en masse : les facteurs liés à l'environnement immédiat du grain ne sont plus un paramètre pertinent pour caractériser la mobilité des particules, dans la mesure où ce sont les interactions grain sur grain qui semblent devenir prépondérantes [Frey et Church, 2010].

Quel est le mécanisme à l'origine de la mobilité des particules sur le banc ? Est-ce que le mécanisme de transport sur le banc est un mécanisme de « tapis roulant », et donc est-ce qu'il s'agit d'un phénomène uniquement « superficiel » (et donc morphogène uniquement si sa durée est suffisante), ou est-ce qu'il s'agit d'un mécanisme qui remobilise « directement » une couche relativement profonde de matériaux ?

En Durance, et plus généralement dans les rivières à charge grossière, le mécanisme de mobilité sédimentaire pour les particules situées juste « au-dessus » du lit peut être considéré comme similaire selon que l'on soit au début du mouvement ou en transport généralisé, dans

le sens où il s'agit à chaque fois d'une contrainte de cisaillement qui dépasse un certain seuil critique. Mais dans le cas où l'on se situe largement au-dessus du seuil d'entraînement, les contraintes en jeu sont plus importantes et d'autres facteurs sont vraisemblablement à prendre en compte pour expliquer que des sédiments soient mobiles sur une épaisseur importante, en particulier les interactions grain sur grain [Frey et Church, 2010]. Cela conduit alors à deux mécanismes distincts de mobilité. Si $Q \ll Q_c$, le mécanisme du transport sédimentaire par charriage pourrait ressembler au « tapis roulant », qui correspond alors à la mise en mouvement non sélective de toutes les classes granulométriques, en un phénomène uniquement superficiel : cela concernerait une épaisseur de l'ordre du D_{90} . Si $Q \gg Q_c$, le même mécanisme se met vraisemblablement en place pour les particules « à la surface du lit » (si tant est que l'on puisse distinguer la « surface » du fond du lit), mais les interactions grain-grain s'ajoutent aux interactions grain-fluide « à la surface », ce qui conduit à la mobilité des particules sur plusieurs épaisseurs de particules. Dans ce dernier cas, la mobilité conjointe d'un grand nombre de particules conduit à des changements morphologiques significatifs du lit, la mobilité est « morphogène ».

Dans le cas d'un épisode caractérisé par des débits proches du seuil d'entraînement et une durée très importante (plusieurs semaines), il est vraisemblablement possible d'observer un caractère morphogène dudit épisode. En effet on peut alors imaginer que le phénomène de « tapis roulant » correspondant à la mobilité « superficielle » des particules au tout début du transport ait lieu par pulsations. La succession hydrologique au cours de l'événement explique alors que des changements morphologiques importants puissent être observés. Ce serait ainsi vraiment la durée de l'événement qui expliquerait la profondeur de la couche sédimentaire mobilisée. Ce fonctionnement pourrait notamment avoir cours en Durance à l'aval de Mallemort pour des épisodes de restitution longs et des débits proches du seuil d'entraînement (soit $170 \text{ m}^3/\text{s}$).

« Tapis roulant » et « nappe de charriage » : quelle(s) différence(s) ?

Le fonctionnement en « tapis roulant » est compatible avec celui décrit par Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] sur une rivière à charge graveleuse en Colombie Britannique (Fraser, Canada), où il décrit la formation et le remaniement des bancs comme un « empilement » de nappes de charriage « épaisses » (*unit bars* allant jusqu'à 1,5 m d'épaisseur, qui se distinguent des nappes de charriage « fines » *bedload sheets*, allant jusqu'à 0,15 m d'épaisseur). Mais quelles sont les modalités de la mobilité de ces nappes « épaisses » ? En fait, nous pouvons imaginer qu'une de ces nappes de charriage « épaisses » se déplace comme le lobe d'une lave torrentielle, drainant des matériaux sur toute l'épaisseur. Il n'y aurait pas un déplacement de la couche superficielle, d'une épaisseur de l'ordre de $3 \times D_{50}$ d'après la définition de la nappe de charriage (*bedload sheet*) par Whiting *et al.* [Whiting *et al.*, 1988]. Mais il s'agirait d'un déplacement de particules sur une épaisseur plus importante, allant jusqu'à 1,5 m, qui

impliquerait donc une sorte de « couche fluide » aux propriétés sans doute plus complexes que le fluide newtonien correspondant à la lame d'eau [Frey et Church, 2010].

Il existe par ailleurs un flou sémantique à propos de ces nappes de charriage « épaisses » : Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] les appellent *unit bars*, tandis que Malavoi *et al.* [Malavoi *et al.*, 2011] semblent parler de macroformes similaires qu'ils appellent « dunes graveleuses ».

Quel que soit le système considéré, est-ce qu'il y a une sélection granulométrique au début du transport ?

Au tout début du transport, selon la majorité des auteurs ([Ashworth et Ferguson, 1989, Parker, 2004], J. Turowski et T. Buffin-Bélanger, *comm. pers.*), quel que soit le système, il y a une sélection granulométrique au début du transport, mais nous ne sommes pas forcément capables de la détecter. Nous avons ici (cf. parag.2.2.3.1) effectivement rencontré cette difficulté de détection. Nous avons pu mettre en évidence un seuil de mise en mouvement, ou plus exactement une gamme de débits pour laquelle nous avons observé la mise en mouvement de quelques particules. Au vu des épisodes suivis et de l'erreur associée à la mesure du débit en Durance (de l'ordre de 15 %), il n'a pas été possible de mettre en évidence une telle sélection granulométrique au début du transport, mais rien n'indique qu'elle n'existe pas.

Une fois que l'on se situe largement au-dessus de ce seuil de mise en mouvement (donc dans le cas d'une mobilité « morphogène »), l'existence d'une sélection granulométrique dépendrait du système et serait notamment fonction de l'allure de la courbe granulométrique des matériaux en place (subsurface) (cf. parag.2.2.1.1, travaux de Wilcock et Southard [Wilcock et Southard, 1988]). Dans le cas de la Durance nous n'avons que peu d'indices nous permettant de déterminer s'il y a ou non sélection granulométrique dans ces conditions de transport généralisé : les observations réalisées à l'aval immédiat du barrage de Cadarache à l'automne 2010 pour un débit de 470 m³/s (cf. parag.2.2.3.1) donneraient plutôt à penser que cette sélection, si elle existe en transport généralisé, serait plutôt très limitée.

Parker [Parker, 2004] met en doute l'existence « réelle » d'un seuil de mise en mouvement en rivières à charge graveleuse (lit granulaire soumis à un écoulement fluide turbulent). Il pense notamment au caractère aléatoire du positionnement respectif des grains et de la turbulence de l'écoulement. Les travaux de Paintal [Paintal, 1971] ont mis en évidence des taux de transport très faibles pour des valeurs du paramètre de Shields en dessous de toute estimation « raisonnable » du paramètre de Shields critique : il trouve un lien proportionnel entre le paramètre de Shields et le taux de transport adimensionnel de la charge de fond (q_b^* ou nombre d'Einstein) : $q_b^* \propto (\tau^*)^k$, ce qui est incompatible avec l'existence d'une notion telle que le « seuil de mise en mouvement » des particules. De même Nelson *et al.* [Nelson *et al.*, 2001] indiquent que, même si le mouvement significatif des particules est habituellement défini pour un nombre de Shields critique de 0,06, de nombreuses observations rapportent un mouvement sédimentaire en dessous de cette valeur. Toutefois certains auteurs mettent en

évidence que le taux de transport diminue très fortement au voisinage du début du transport pour les rivières à charge graveleuse. Cela conduit à de très grandes variations des contraintes de cisaillement (et donc du paramètre de Shields) correspondantes, avec pour conséquence de fortes erreurs associées sur l'estimation du transport solide si l'évaluation du paramètre de Shields critique n'est pas correcte [Recking, 2009].

Nous avons défini la contrainte de cisaillement réelle exercée au fond du lit (cf. parag. 2.2.3.2) pour le D_{50} , mais n'avons pas ici déterminé si, pour une classe granulométrique D_i , cette contrainte est fortement affectée par le paramètre γ' (cf. parag. 2.2.1.1) qui caractérise le comportement indépendant des particules de diamètre D_i ou leur degré d'affectation par les effets de masquage et de surexposition en conditions de transport généralisé (*i.e.* largement au-dessus du seuil de mise en mouvement).

Il est vraisemblable qu'il y ait une sélection granulométrique au début du transport quel que soit le système, mais que suivant les conditions observées, il n'est pas forcément possible de détecter cette sélection granulométrique. Peut-être existe-t-il de rares cas où les effets de masquage/surexposition et d'indépendance des grains se compensent exactement, mais ce serait exceptionnel. Il est également possible que certaines distributions granulométriques (de subsurface) conduisent à une absence de sélection granulométrique, mais de même cela semble peu probable en conditions naturelles. En revanche en surface, Parker *et al.* [Parker *et al.*, 1982] suggèrent l'existence d'un ajustement dynamique conduisant à la mise en place d'une composition granulométrique de surface telle que toutes les classes granulométriques aient une mobilité équivalente. Il demeure que le facteur déterminant la part du masquage/surexposition contre l'effet de la taille (du poids, et donc l'indépendance des grains) des particules [Parker, 2004] dans un système semble difficile à identifier dans un système naturel.

Comment s'effectue l'érosion de la berge en pied, c'est-à-dire quels y sont les mécanismes de la mobilité sédimentaire ?

Nous avons peu d'indications nous permettant de répondre à cette question. Nous pouvons proposer le fonctionnement suivant : il y a un départ (plutôt très « aléatoire ») de particules en pied de berge, qui conduit à un affouillement du pied de berge pour finalement aboutir à un net recul de berge (par chute par pans de la terrasse). Les matériaux ayant chuté sont relativement fins (cf. la composition des berges en Durance fig. 2.19), ils sont donc repris rapidement et facilement par l'écoulement. Ils ne constituent pas une protection, même temporaire, pour le pied de berge. Le phénomène de pavage du pied de berge pourrait correspondre à un lessivage des matériaux aux faibles débits (typiquement lors de la décrue, car on n'observe aucun charriage au débit d'étiage), pavage qui pourrait être rompu en crue. Éventuellement, au lieu d'un affouillement en pied de berge dans la partie la plus pavée, le départ des particules dans la concavité pourrait se produire soit « juste au-dessus de la couche pavée » (vu que le niveau d'eau en crue est plus élevé), soit « juste en dessous de la

couche pavée », *i.e.* vers le centre de l'écoulement ; ensuite ce remaniement des matériaux pourrait entraîner une déstabilisation de l'ensemble de la berge.

Quels sont les liens dynamiques entre les matériaux de la berge d'une part, et du banc d'autre part ?

D'après le déplacement intra- et inter-forme observé des traceurs RFID, nous pouvons suggérer le fonctionnement suivant :

- les matériaux provenant de la berge (partie amont, médiane, et aval de la berge suivant l'angle d'incidence de l'écoulement, cf. abaque Sogreah [Blanchet et Morin, 1990] permettant de déterminer le point de plus fort recul dans le coude en fonction de sa géométrie), pourraient contribuer à alimenter la tête du banc aval (y compris le seuil). En effet les matériaux provenant de la berge sont insérés au centre de l'écoulement, on peut donc imaginer qu'ils puissent en partie franchir le seuil aval ;
- les matériaux provenant de la tête de banc ont un déplacement intra-forme exclusif : ils atteignent la partie médiane du banc, voire la queue de banc ;
- les matériaux provenant de la partie médiane du banc atteignent la queue du banc, et connaissent donc essentiellement un déplacement intra-forme ;
- enfin les matériaux provenant de la queue du banc ne sont pas mobilisés, mais sont recouverts par les matériaux provenant de l'amont et du centre de l'écoulement, qui viendraient engraisser la queue de banc du fait de la configuration « en coude » de l'écoulement.

Comment intégrer les différentes échelles spatiales, qui mettent en jeu des phénomènes globaux qui se superposent aux phénomènes locaux ?

Il est déjà complexe de passer, du début du mouvement du point de vue de la particule, au début du mouvement de ladite particule positionnée au sein du banc. De plus certains phénomènes sont pertinents à une certaine échelle, mais ne le sont plus à une autre : par exemple lorsqu'on s'intéresse à l'aspect aléatoire de la mise en mouvement de particules. Parker [Parker, 2004] indique qu'à l'échelle de la particule, l'aspect aléatoire de la mise en mouvement qui rend caduque l'existence même d'un seuil de mise en mouvement. Mais cette notion de seuil de mise en mouvement devient valide dès que l'on s'intéresse à une évolution morphologique au cours d'une certaine période, *i.e.* si l'on considère le côté « morphogène » de la mobilité des particules sur un temps suffisamment long. Et de nouveau lorsqu'on se place à l'échelle du réseau hydrographique, la notion de seuil de mise en mouvement prend une autre signification : elle intègre la notion de stockage sédimentaire au niveau de la plaine alluviale, sur des échelles de temps beaucoup plus longues. Il est donc indispensable d'une part de bien préciser à quelle échelle spatiale d'étude on se place lorsqu'on étudie

un phénomène, et d'autre part de considérer les différentes échelles spatiales possibles afin d'appréhender un phénomène dans sa globalité [Frey et Church, 2010].

2.5.2 Questionnements opérationnels

Quelle est la valeur du seuil de mise en mouvement des particules grossières en Durance ? En termes de contrainte de cisaillement, de débit ?

Nous retenons la valeur de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ ($\pm 15 \%$) comme débit-seuil de mise en mouvement des particules en basse Durance. Cette valeur correspond à un mouvement très superficiel et localisé des particules en portion médiane de banc : le déplacement ponctuel de particules sédimentaires peut s'observer en tête de banc pour des débits légèrement inférieurs ($155 \text{ m}^3/\text{s}$). Toutefois il ne s'agit pas là d'un mouvement morphogène, c'est-à-dire impliquant une épaisseur de sédiments supérieure au D_{50} , si la durée de l'épisode est de quelques heures (6 heures lors des épisodes programmés de restitution en 2009 et 2011). Le système durancien fonctionnant globalement en « tout ou rien » entre le débit réservé et $500\text{--}600 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'aval de Cadarache ($250 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'aval de Mallemort), nous n'avons que peu d'indications pour déterminer à partir de quel couple débit-durée un événement peut être considéré comme morphogène. Ainsi un épisode de restitution à $250 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'aval de Mallemort semble pouvoir être morphogène s'il dure longtemps [MRE et Sogreah, 2010], tandis qu'un épisode de $472 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant quatre jours (cf. épisode d'octobre-novembre 2010 à l'aval de Cadarache) est nettement morphogène.

Par conséquent, quelle est la fréquence de la mobilité sédimentaire en Durance ? Et quelle est la fréquence d'un charriage « morphogène » en Durance ?

La fréquence de dépassement associée au débit de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ est de l'ordre de 100 jours par an (cf. parag.2.2.4.4). Ce débit correspond au début d'entraînement en Durance, nous pouvons donc considérer qu'il y a transport sédimentaire en Durance environ 100 jours par an.

À titre indicatif, le débit maximal restitué à l'aval de Mallemort est de $250 \text{ m}^3/\text{s}$; il est dépassé environ 51 jours par an.

Dans quelle mesure est-ce que les matériaux grossiers potentiellement apportés par les deux affluents principaux (la Bléone et l'Asse) sont repris par la Durance, et contribuent efficacement à sa recharge sédimentaire jusqu'en Avignon ?

Nous avons montré que la lithologie des matériaux provenant des affluents est beaucoup plus tendre que celle des matériaux provenant du haut bassin versant durancien à l'amont des confluences. Les particules sédimentaires grossières provenant des affluents subissent une abrasion très rapide : la majorité de ces particules arrivent au Rhône sous forme de

sédiments fins (*i.e.* avec un axe b inférieur à 8 mm). Les apports des affluents ne contribuent donc effectivement au transport solide grossier en Durance que sur 50 km environ, soit, avant aménagements, jusqu’aux actuelles souilles de Pertuis.

S’ils n’ont pas d’influence « directe » jusqu’au Rhône, il nous semble malgré tout essentiel de favoriser le transit des matériaux provenant des affluents en Durance. En effet la reprise de ces matériaux par la Durance contribue à redynamiser le système durancien en favorisant sa mobilité latérale. La remobilisation des terrasses, lorsqu’elles sont plus hautes que le niveau moyen du lit, est alors source de recharge sédimentaire, sous réserve que la continuité longitudinale du transit soit assurée.

2.5.3 Perspectives

Bien que certaines réponses aient été apportées aux questions initiales, certains points demandent à être approfondis.

En ce qui concerne le seuil de mise en mouvement, nous ne possédons pas de données sur le début de la mobilité en pied de berge. Un protocole similaire à celui mis en place sur les bancs (cf. parag.2.1) pourrait être mis en place pour comprendre les modalités du début d’entraînement des particules en pied de berge et ainsi déterminer les mécanismes de la mobilité de ce dernier. Il serait également pertinent de déterminer la gamme de débit la plus restreinte possible correspondant au début du mouvement « morphogène » en Durance, car les éléments actuellement à notre disposition ne permettent pas d’avancer une valeur précise ni de qualifier l’intensité du transport à laquelle on associe un caractère morphogène. Une technologie en cours de développement [Belleudy *et al.*, 2010, Geay et Belleudy, 2011] utilisant un hydrophone pour mesurer le transport solide grossier en rivière pourrait fournir des résultats intéressants lorsqu’il sera opérationnel.

En ce qui concerne la mobilité des particules en conditions de « transport généralisé », il nous semble également important d’approfondir les deux aspects suivants :

- mieux comprendre les modalités de la mobilité inter-forme des particules. Notamment en ce qui concerne les distances de transport, le lien entre lignes de courant au fond et trajectoire des traceurs, l’importance des déplacements inter-forme par rapport au déplacement intra-forme, et dans une optique de gestion des flux sédimentaires, déterminer une vitesse de déplacement moyenne des particules sédimentaires grossières qui puisse confirmer ou infirmer l’ordre de grandeur généralement avancé de 1 km/an. En particulier cela permettrait de mieux appréhender les modalités de l’influence potentielle des apports de matériaux provenant des affluents (zone d’influence, temporalité) ;
- pour compléter l’étude au début du mouvement : mieux comprendre les modalités de la mobilité des particules en pied de berge en conditions de transport « généralisé » (distances de transport, trajectoire des traceurs, conséquences en termes d’évolution morphologique de la berge) ;
- comprendre les modalités de la mobilité des particules au centre du chenal d’étiage. Notamment déterminer quelles sont les distances de transport des particules situées

initialement dans le chenal en eau, quelles sont leurs trajectoires (en particulier, quelle est le degré de franchissabilité des seuils) ;

- enfin, affiner le lien entre mobilité des particules d’une part, direction et valeur des contraintes de cisaillement au fond d’autre part, grâce aux apports de la modélisation hydraulique. En particulier il nous semble nécessaire d’améliorer notre compréhension du lien entre direction des vecteurs vitesse au fond et trajectoire des traceurs, de prendre en compte les variations du fond du lit au cours d’un même événement, et de tenir compte de la variation hydrologique au cours de l’événement, *i.e.* de l’hydrogramme.

Enfin si l’on considère la mobilité des particules sédimentaires à l’échelle du réseau hydrographique, il serait intéressant de valider les hypothèses de fonctionnement des stocks sédimentaires duranciens, notamment en améliorant nos connaissances concernant les vitesses de transfert longitudinal des matériaux, les modalités de la reprise de ses propres stocks de matériaux par la Durance et la quantification précise des vitesses d’abrasion des matériaux provenant de la Bléone et de l’Asse.

Chapitre 3

Étude de la mobilité des macroformes sédimentaires

Comprendre la mobilité d'un système fluvial nécessite de caractériser conjointement la mobilité des formes et des particules. Cette partie porte sur la mobilité des formes fluviales (le banc, la berge). La dynamique des formes fluviales correspond en partie à une « intégration » des différents paramètres de contrôle qui régissent la mobilité de la particule. L'objectif est ici de comprendre les rythmes de la mobilité des formes fluviales dans un système fortement anthropisé, la Durance, et notamment le lien entre dynamique latérale, dynamique verticale et hydrologie. Ce chapitre se compose de trois parties : la première partie analyse la variabilité spatiale de la mobilité latérale du chenal à l'échelle du réseau. La deuxième partie étudie l'influence des paramètres de contrôle de la mobilité des formes fluviales à l'échelle du tronçon. Enfin la troisième partie s'intéresse à l'impact de cette mobilité sur la gestion du système fluvial.

Sommaire du chapitre 3

3.1	Introduction	146
3.1.1	Définitions	146
3.1.2	Enjeux relatifs à la mobilité des formes fluviales	146
3.1.3	Objectifs du chapitre	147
3.2	Variabilité spatiale de la mobilité latérale à large échelle	149
3.2.1	Synthèse bibliographique et objectifs	149
3.2.1.1	Facteurs de contrôle globaux de la mobilité latérale	149
3.2.1.2	Paramètres de contrôle locaux de la mobilité des formes	149
3.2.1.3	Objectifs	151
3.2.2	Sites d'étude et méthodes	151
3.2.2.1	Sites d'étude	151
3.2.2.2	Méthodologie	151
3.2.3	Résultats	155
3.2.3.1	Ampleur de la mobilité latérale	155
3.2.3.2	Variabilité spatiale de la mobilité latérale	158
3.2.3.3	Constance de la variabilité spatiale de la mobilité latérale	159
3.2.4	Discussion	162
3.2.4.1	Variabilité temporelle de la mobilité latérale	162
3.2.4.2	Spatialité de la mobilité et contrôles structurels	166
3.3	Facteurs de contrôle et mobilité des formes – échelle du tronçon	167
3.3.1	Synthèse bibliographique et objectifs	167
3.3.1.1	Morphologie et mobilité des formes	167
3.3.1.2	Mobilité d'une sinuosité et conditions de transport	169
3.3.1.3	Objectifs	170
3.3.2	Sites d'étude et méthodes	170
3.3.2.1	Sites d'étude	170
3.3.2.2	Méthodologie	173
3.3.3	Résultats	177
3.3.3.1	Influence de l'hydrologie sur la mobilité latérale	177
3.3.3.2	Géométrie de la sinuosité et mobilité latérale	177
3.3.3.3	Discontinuité du transit et mobilité latérale	179
3.3.4	Discussion	179
3.4	Mobilité des formes, recharge et flux sédimentaires	183
3.4.1	Introduction	183
3.4.1.1	Dynamique des formes fluviales et échelles d'étude	183
3.4.1.2	Flux sédimentaires et mesure de la mobilité des formes fluviales	184

3.4.1.3	Enjeux et objectifs	185
3.4.2	Sites d'étude et méthodes	186
3.4.2.1	Sites d'étude	186
3.4.2.2	Méthodologie	186
3.4.3	Résultats	190
3.4.3.1	Bilans volumiques associés à la mobilité des formes . . .	190
3.4.3.2	Flux sédimentaires associés à la mobilité des formes . . .	193
3.4.3.3	Potentiel de recharge sédimentaire lié à l'érosion de berge	194
3.4.4	Discussion	197
3.4.4.1	Mobilité latérale du lit et mobilité verticale des berges . .	197
3.4.4.2	Quantification des volumes charriés	198
3.5	Conclusion	201
3.5.1	Processus relatifs à la mobilité des macroformes	201
3.5.2	Conséquences en termes de gestion et perspectives de suivi	201

3.1 Introduction

3.1.1 Définitions

En complément de l'analyse de la mobilité des particules (cf. chap.2), la connaissance de la dynamique des formes fluviales est essentielle à la compréhension et à la gestion des systèmes fluviaux. Cette mobilité correspond, dans une certaine mesure, à une « intégration » des différents paramètres de contrôle qui régissent la mobilité de la particule. Une caractéristique importante des rivières à charge graveleuse réside dans la présence d'une topographie très variable de leur lit, qui intègre des structures sédimentaires de taille variée, allant de la microforme (assemblage de quelques particules) à la macroforme sédimentaire [Hendrick *et al.*, 2010]. La macroforme est une forme alluviale du lit de « volume sédimentaire important, mise [...] en place par le charriage des particules lors des crues, qui migrent plus ou moins rapidement vers l'aval » [Malavoi et Bravard, 2010]. Elle est à la fois une unité de stockage et une forme de transport des alluvions fluviales [Malavoi *et al.*, 2011]. En Durance, dans le cadre de cette étude, nous nous concentrons sur deux macroformes, le banc et la berge, dont la longueur caractéristique est comprise entre 500 m et 1 km environ.

3.1.2 Enjeux relatifs à la mobilité des formes fluviales

La mobilité des macroformes joue de multiples rôles dans le système fluvial :

- elle permet de comprendre le fonctionnement hydromorphologique du cours d'eau : sources de sédiments, rythme d'évolution du système fluvial, analyse de la mobilité des particules. ... [Bravard et Petit, 1997, Knighton, 1998, Lamarre et Roy, 2008a, Hendrick *et al.*, 2010] ;
- elle conditionne fortement la structure et le fonctionnement écologique du corridor [Salo *et al.*, 1986, Ward *et al.*, 2002, Corenblit *et al.*, 2007, Dufour, 2007]. En effet, alors qu'elle a longtemps été contrée pour des raisons de compétition pour l'espace du fond de vallée, la mobilité du chenal apparaît désormais positive dans certains cas [Florschheim *et al.*, 2008], notamment d'un point de vue faunistique et floristique. De plus les remaniements du fond du lit lors des crues fortement morphogènes ont un impact fort sur les populations piscicoles (surtout sur les œufs et les jeunes) et les invertébrés. Mais le colmatage poussé des graviers par les sédiments fins, lorsque les faibles écoulements sont chargés en MES et qu'il n'y a pas de remaniement régulier du fond du lit, ont un effet négatif sur ces mêmes populations. Du point de vue du compartiment biologique, l'intérêt de la mobilité des sédiments grossiers est donc fonction des objectifs recherchés, et variable selon l'intensité et la fréquence des événements morphogènes [Carling, 1987] ;
- elle contrôle en grande partie l'exposition aux risques pour les riverains (exhaussement, érosion latérale). Si la mobilité des formes crée de nouvelles zones indispensables d'implantation d'espèces pionnières, en revanche elle conduit à la disparition de la

végétation en place, des terres agricoles et urbaines, en détruisant parfois les infrastructures [Larsen *et al.*, 2006]. En France, la majorité des rivières alluviales a subi des travaux d'ingénierie pour limiter l'érosion des berges, afin de protéger les infrastructures (ponts, routes), les villes et les terrains privés. Toutefois ces travaux de protection des berges (enrochements, épis...) peuvent avoir des effets non négligeables sur les processus fluviaux (migration latérale, recoupement des sinuosités) [Larsen *et al.*, 2006]. Piégay *et al.* [Piégay *et al.*, 2005] soulignent ainsi que la gestion de l'érosion et des protections de berge est en passe d'être reconsidérée, du fait de la prise de conscience que l'érosion de berge peut avoir des fonctions écologiques et géomorphologiques : en particulier l'érosion de berge, si elle est conséquente, peut constituer une source importante de sédiments pour le système fluvial dans un système incisé [Ercan et Younis, 2009]. Depuis quelques années, les gestionnaires essayent donc plutôt de préserver l'érosion de berge, en la limitant à un certain corridor « érodable » [Piégay *et al.*, 2005].

3.1.3 Objectifs du chapitre

D'un point de vue opérationnel, les dynamiques sédimentaires globales en basse et moyenne Durance ont déjà été bien identifiées [Miramont *et al.*, 1998, Sogreah *et al.*, 2001, Lefort, 2005, Couvert *et al.*, 2008b], avec notamment un secteur en moyenne Durance plutôt en léger engrèvement et un secteur en basse Durance plutôt déficitaire, en phase d'incision (cf. fig.1.22). Toutefois certains aspects restent à affiner, notamment en ce qui concerne les rythmes des évolutions latérales : en effet la dynamique latérale a des conséquences fortes en matière de gestion, d'une part en termes de maintien des capacités d'écoulement en crue, et d'autre part en ce qui concerne le potentiel de recharge sédimentaire. Concernant le premier enjeu, l'objectif à terme est de participer à la mise en place d'une gestion renouvelée des débits qui permettrait, en accroissant la mobilité des formes, de limiter le recours à l'essartement mécanique des milieux riverains, coûteux pour EDF et préjudiciables d'un point de vue écologique. Concernant le deuxième enjeu, l'objectif est de proposer des éléments de réflexion concernant la prise en compte de la mobilité du chenal dans la gestion des déficits sédimentaires. La contribution de la mobilité du chenal à la recharge des tronçons déficitaires est un argument parfois proposé [Malavoi *et al.*, 1998], mais ce point mérite d'être analysé en détail dans la mesure où la contribution réelle de la mobilité dépend du contexte morphologique du système considéré : en effet cette contribution est effective uniquement lorsque le lit est incisé [Rollet, 2007].

Ces questions opérationnelles rejoignent des questions scientifiques sur la distribution spatiale de la mobilité des formes fluviales et sur les facteurs de contrôle de cette mobilité [Constantine, 2006]. Le fonctionnement hydraulique des sinuosités est bien connu [Dietrich, 1987, Luppi *et al.*, 2009], comme en attestent les modèles hydrauliques fonctionnant en 3D qui reproduisent très bien les écoulements dans les courbes, mais l'influence respective des différents paramètres de contrôle de l'érosion de berge fait encore l'objet de recherches [Constantine, 2006, Larsen *et al.*, 2006, Luppi *et al.*, 2009].

Dans le cadre de cette thèse trois aspects sont abordés. Premièrement à l'échelle du réseau, nous avons estimé l'ampleur de la mobilité latérale et analysé sa variabilité spatiale à moyen terme (15 ans). Ensuite à l'échelle de deux tronçons identifiés comme dynamiques, nous nous sommes intéressés aux facteurs de contrôle de la mobilité des formes fluviales. Ainsi, à court terme (échelle événementielle ou annuelle), l'influence de l'hydrologie, des apports sédimentaires amont et de la géométrie de la sinuosité sur la mobilité latérale du chenal ont été étudiés. Nous avons également cherché à comprendre le lien entre dynamique érosive et dynamique de dépôt à l'échelle du tronçon. Enfin, dans une optique de gestion des flux sédimentaires, l'impact de cette mobilité latérale sur les volumes de sédiments mis en jeu et les flux associés, ainsi que le potentiel de recharge en sédiments grossiers du système *via* l'érosion de berge ont été caractérisés.

La Durance est une rivière divagante (cf. chap.1), même si ce caractère divagant est localement peu marqué, ce qui confère au système durancien des caractéristiques proches d'un système sinueux. Dans les systèmes divagants graveleux, Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] interprètent la présence de formes typiques des systèmes méandriformes mais également des systèmes tressés, comme le fait que dans tous les cas, le processus fondamental de mise en place de ces formes est le transport intermittent de la charge grossière, qui survient sous différentes conditions de débits liquides et solides, et différentes conditions de contrainte latérale. La compréhension des processus en jeu se basera donc non seulement sur les études réalisées sur les systèmes divagants [Rice *et al.*, 2009], mais aussi sur les études (plus anciennes et plus nombreuses) réalisées sur les systèmes sinueux et méandriformes [Dietrich, 1987, Hooke, 1980, Luppi *et al.*, 2009].

3.2 Variabilité spatiale de la mobilité latérale à l'échelle du réseau hydrographique

3.2.1 Synthèse bibliographique et objectifs

3.2.1.1 Facteurs de contrôle globaux de la mobilité latérale à l'échelle du réseau

Les études portant sur les facteurs de contrôle de la migration des méandres sont généralement menées à l'échelle d'un tronçon ou de quelques tronçons (cf. [Hickin et Nanson, 1975, Hooke, 1980, Pizzuto et Meckelnburg, 1989] *in* [Constantine, 2006], [Clayton, 2010]). Mais les rivières à méandres présentent souvent une variabilité longitudinale marquée en termes de migration des sinuosités, qui est moins fréquemment étudiée [Constantine, 2006]. De même peu d'études intègrent les différentes échelles spatiales lorsqu'elles considèrent l'évolution d'une forme (la berge, le banc) [Clayton, 2010].

La largeur du fond de vallée contrôle la mobilité latérale, en ce qu'elle détermine la possibilité qu'il y ait « suffisamment de place » pour qu'il y ait déplacement du chenal [Malavoi *et al.*, 1998, Alber et Piégay, 2011]. Or à l'échelle du réseau hydrographique la pente est variable, et pour un même événement, le débit est également variable. En effet lorsqu'on considère la branche principale d'un système fluvial, les apports liquides des bassins versants intermédiaires correspondant aux apports des affluents conduisent à la variation des débits liquides, et donc de toutes les valeurs associées (hauteurs d'eau, distribution des vitesses...) [Rice *et al.*, 2008b]. Ainsi la puissance fluviale, déterminée par la pente et le débit, est un deuxième paramètre de contrôle de la mobilité latérale [Hickin et Nanson, 1984, Church et Hassan, 2002, Richard *et al.*, 2005, Schmitt *et al.*, 2007].

Par conséquent tous les paramètres géologiques, structurels..., s'ils font varier la largeur du fond de vallée, la pente ou le débit, peuvent influencer la mobilité des formes fluviales à l'échelle du réseau.

La mobilité des formes fluviales dans les rivières à charge grossière est également un phénomène discontinu dans le temps, qui fonctionne par « pulsations ». Cette mobilité est à l'origine de structures morphologiques temporaires de transport et de stockage le long du segment fluvial. De nombreux auteurs [Ashmore, 1991, Rice *et al.*, 2009] estiment en particulier que la migration des bancs est le facteur premier du transfert sédimentaire par pulsations vers l'aval. Ce caractère transitoire de la mobilité des formes est fortement lié à l'hydrologie du bassin versant [Benda et Dunne, 1997] dans la mesure où ces macroformes sont remobilisées lors d'événements importants, dépassant un certain seuil de mobilité (seuil « morphogène », cf. chap.2).

3.2.1.2 Paramètres de contrôle locaux de la mobilité des formes fluviales

Les travaux de modélisation physique [Braudrick *et al.*, 2009] et de modélisation numérique [Howard et Knutson, 1984, Constantine, 2006, Crosato, 2008] ont montré que dans certaines conditions, un tronçon rectiligne évolue spontanément vers une forme sinueuse.

Après une phase d'accentuation du méandre avec translation de la courbe vers l'aval [Rollet, 2007, Fuller *et al.*, 2003], ce dernier est recoupé, ce qui correspond de nouveau à une forme rectiligne du tronçon. Il apparaît que le caractère cyclique de ce processus dépend de paramètres locaux (entre autres de la composition des berges et leur végétalisation) [Braudrick *et al.*, 2009].

Les processus physiques impliqués dans l'érosion de berge sont l'effritement, l'affouillement en pied et l'instabilité géotechnique (cf. [Thorne, 1982, Lawler, 1992] *in* [Ercan et Younis, 2009], [Malavoi *et al.*, 2011]). Ces processus sont liés d'une part à la distribution des écoulements le long de la berge, et d'autre part à des facteurs divers tels que les propriétés du sol, la fréquence des alternances gel-dégel (conduisant à une cryoclastie qui, d'une part provoque l'apparition de fentes de gel et réduit ainsi la cohésion du matériaux, et d'autre part réduit la taille des particules sédimentaires et augmente alors leur probabilité de mise en mouvement), la stratigraphie de la berge, le type et la densité de végétation, ainsi que la granulométrie des matériaux constitutifs du pied de berge [Nanson et Hickin, 1986, Richard *et al.*, 2005, Ercan et Younis, 2009]. La variabilité spatiale de ces différents paramètres est donc source de variabilité spatiale des processus d'érosion, et par conséquent de la mobilité des formes fluviales. En particulier les cours d'eau sont souvent caractérisés par une variation longitudinale plus ou moins marquée de la granulométrie des matériaux en place [Church et Hassan, 2002]. Cette variation longitudinale s'ajoute aux variations locales, héritées des fonctionnements hydrauliques antérieurs (pavage des têtes de banc et des pieds de berge, nappes de charriages généralement plus fines que le banc sous-jacent, dépôts lenticulaires de sédiments fins...), et contribue ainsi à une variabilité de la mobilité latérale du système à l'échelle du réseau hydrographique.

De plus le type et la densité de végétation influencent fortement les processus d'érosion [Ercan et Younis, 2009] et donc de la mobilité latérale du cours d'eau [Braudrick *et al.*, 2009]. Par exemple sur la Sacramento, Micheli [Micheli *et al.*, 2004] met en évidence dans une plaine alluviale cultivée une érosion de 80 à 150 % supérieure à celle d'une plaine alluviale boisée. Le caractère végétalisé d'une surface est une variable très fluctuante dans le temps et l'espace, elle entraîne donc une forte variabilité spatiale de l'évolution des formes fluviales associées [Malavoi *et al.*, 2011].

Plusieurs auteurs ont mis en évidence un lien entre le taux d'érosion de berge et les caractéristiques physiques du chenal [Richard *et al.*, 2005, Constantine, 2006, Ercan et Younis, 2009]. En particulier Nanson et Hickin [Nanson et Hickin, 1983] et Parker [Parker, 1983] (*in* [Ercan et Younis, 2009]) ont mis en évidence une forte corrélation entre la courbure du chenal et le taux d'érosion de berge. Ce résultat est cohérent avec le fait que la topographie de chaque sinuosité influence fortement la distribution des écoulements, donc la distribution et l'intensité des contraintes de cisaillement au fond [MacVicar et Roy, 2007]. De même de nombreux auteurs ont relié la mobilité du chenal à sa largeur [Brice, 1982, Nanson et Hickin, 1986] *in* [Richard *et al.*, 2005] et plus généralement à la taille du cours d'eau.

Enfin, les protections de berge et les seuils concentrent l'écoulement et peuvent par conséquent réduire localement la mobilité latérale du cours d'eau [Constantine, 2006, Rollet, 2007].

3.2.1.3 Objectifs

Nous cherchons ici d'une part à caractériser l'amplitude de la mobilité latérale du système durancien, ou encore à obtenir un ordre de grandeur des surfaces érodées par érosion latérale, et d'autre part à caractériser spatialement cette mobilité, *i.e.* à identifier des secteurs dynamiques ou non.

3.2.2 Sites d'étude et méthodes

3.2.2.1 Sites d'étude

La zone étudiée ici correspond à l'ensemble du tronçon d'étude, de l'aval immédiat du barrage de l'Escale jusqu'à la confluence avec le Rhône en Avignon, soit environ 140 km de cours d'eau (cf. fig.3.1(a)).

La zone d'étude a une pente moyenne de 2,52 ‰, et est caractérisée dans sa majeure partie par un chenal unique sinueux à l'étiage, avec une alternance seuils-mouilles marquée. Les seuils sont des seuils « en barreaux », forme typique des rivières divagantes. Dans ces secteurs, le chenal devient divagant en crue, au-dessus d'un seuil de débit (difficile à quantifier) qui correspond à la connexion amont des bras secondaires.

Certains secteurs généralement dits « tressés » correspondent en réalité à des secteurs où la divagation est particulièrement prononcée.

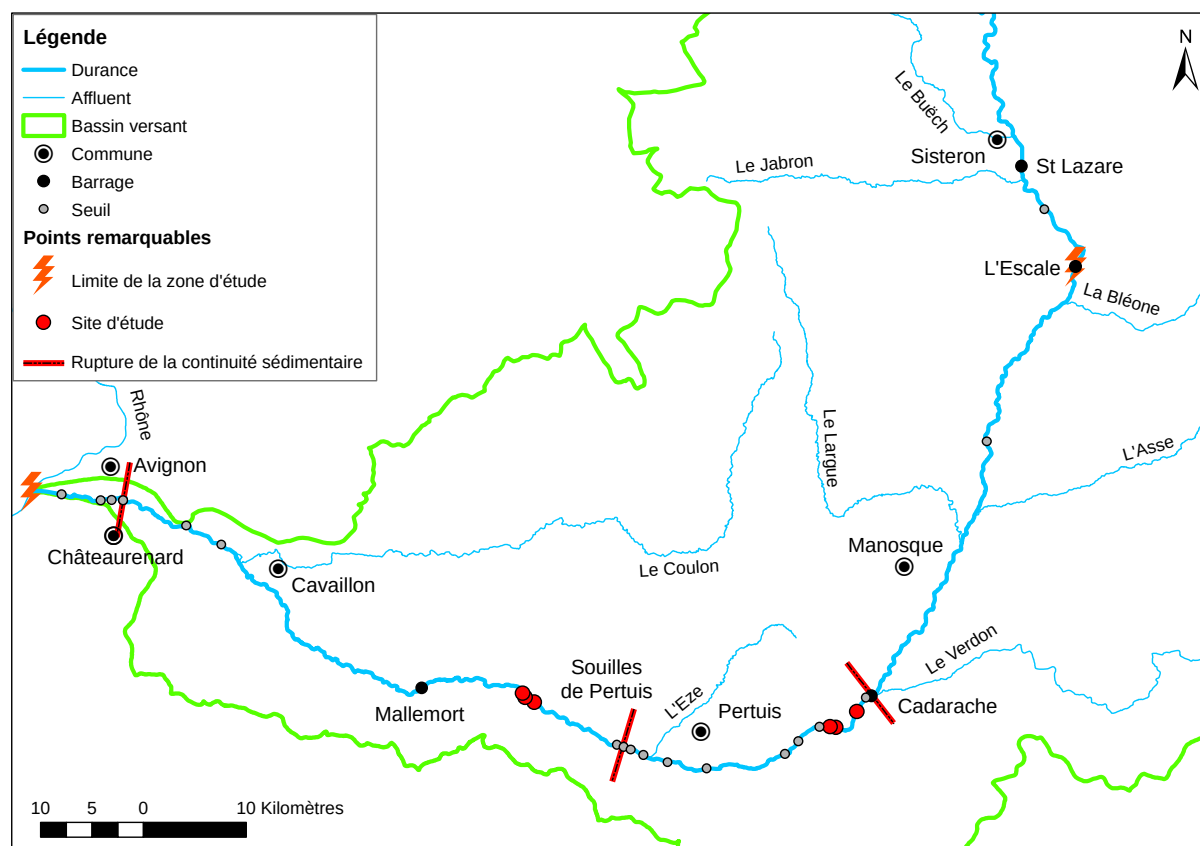
3.2.2.2 Méthodologie

Sources de données

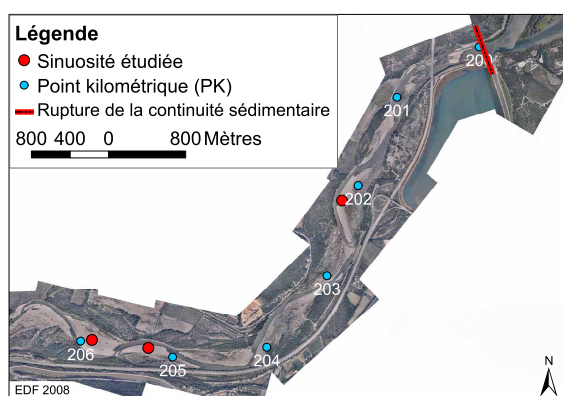
Afin d'étudier les rythmes d'évolution latérale du système durancien, nous avons effectué une analyse diachronique sur photographies aériennes entre 1993, 1998/2000 et 2008 (cf. tab.3.10) grâce à un SIG réalisé à l'échelle de la zone d'étude. Les périodes choisies permettent d'encadrer les crues de 1994 d'une part, et de mai 2008 d'autre part. Le SIG a été réalisé sous ArcGIS en se plaçant à l'échelle 1:2500, à partir de données provenant du SMAVD. Il comprend pour chaque date la position de la bande active. L'erreur associée à la digitalisation est estimée à ± 5 m [Winterbottom et Gilvear, 2000, Constantine, 2006].

Date	Description	Emprise géographique	Source
Juin 1993	Photo aérienne	L'Escale au Rhône	IGN
22/05–21/06/1998	BD Ortho	Département 13	CRIGE PACA
24/06–17/07/2000	BD Ortho	Département 04	CRIGE PACA
Août–oct. 2008	Photo aérienne	Espinasses au Rhône	Avion Jaune

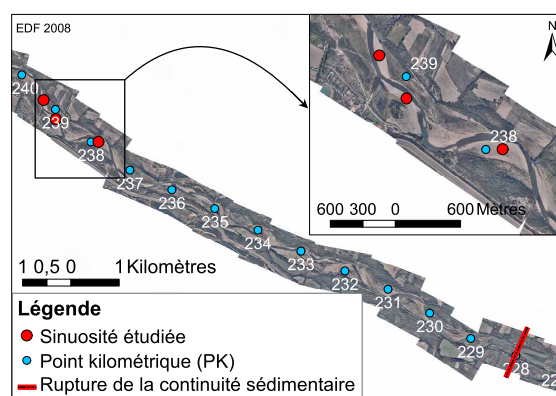
Table 3.1 : Caractéristiques des photographies utilisées.



(a)



(b)



(c)

Figure 3.1 : (a) Localisation de la zone d'étude, des ruptures sédimentaires étudiées et des sites d'étude associés. (b) Localisation du tronçon d'étude amont (cf. parag.3.3), à l'aval du barrage de Cadarache (situé au PK 200). (c) Localisation du tronçon d'étude aval (cf. parag.3.3), à l'aval des souilles de Pertuis (le seuil 6 bis, le plus aval, est situé au PK 228).

La chronique des débits pour la période 1993–2010, correspondant aux débits déversés à l'aval de Cadarache, est fournie par EDF avec une précision de l'ordre de 15 % (J. Mosseri, EDF, *comm. pers.*) (cf. fig.3.2).

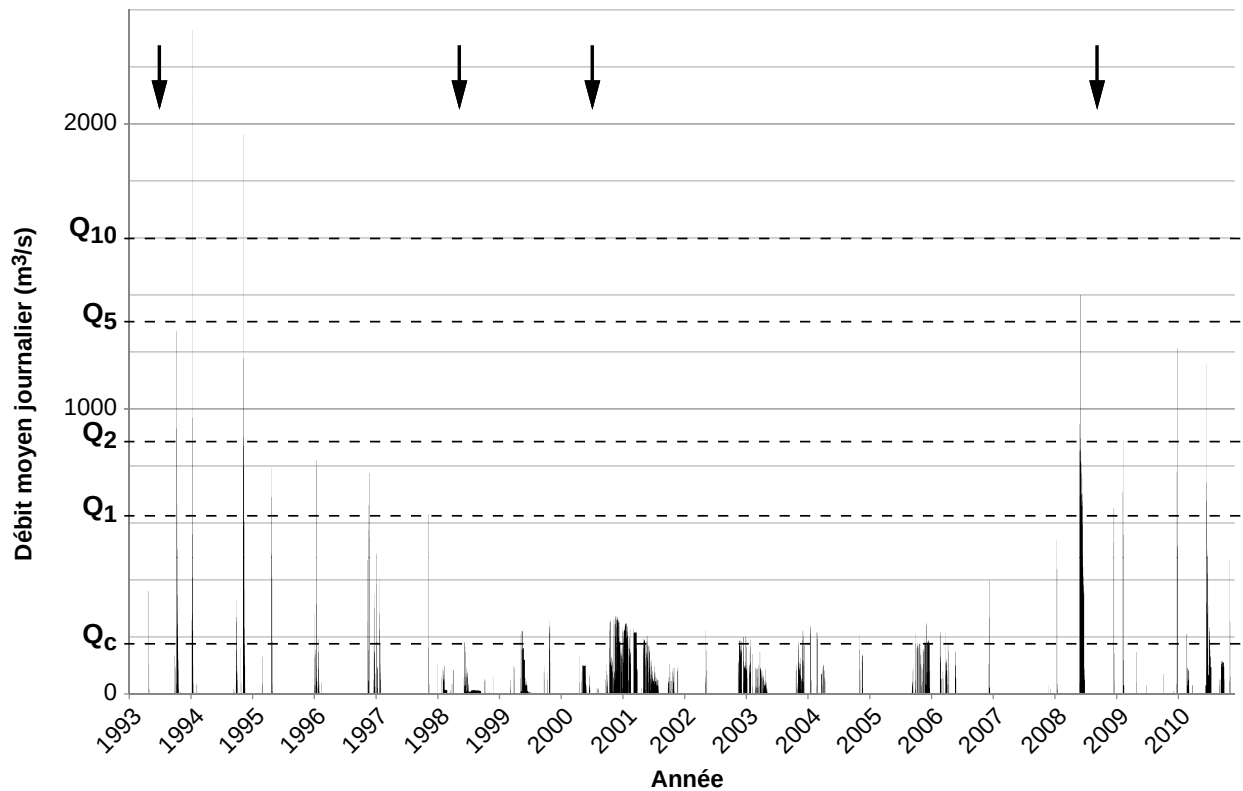


Figure 3.2 : Chronique des débits en Durance entre 1993 et 2010 (débit moyen journalier déversé à Cadarache). Les flèches indiquent les dates des orthophotographies utilisées, Q_i le débit de période de retour i ans (donnée banque Hydro). Q_c est le débit de début d'entraînement. Noter la faible hydrologie entre 1998 et 2000, ce qui nous permet de considérer que les orthophotographies de 1998 et 2000 constituent une série « homogène » disponible sur tout le linéaire.

Traitement des données

Définitions

Nous avons utilisé les bandes actives digitalisées du SMAVD pour les différentes orthophotographies étudiées. Dans la mesure où la digitalisation de la bande active dépend largement de l'opérateur [Mosseri, 2010], et que le chenal de la Durance est régulièrement essarté, une étape préalable de définition de la bande active et du protocole de digitalisation a été conduite en étroite collaboration avec le SMAVD et EDF. L'objectif étant de caractériser le chenal actif *vs.* le lit passif, la **bande active** est ici définie comme la portion du lit nu ou comprenant une strate arbustive ou arborée sur moins de 50 % de la surface de la forme géomorphologique. Nous nous basons ici sur un critère de végétation qui détermine la stabilité (ou le caractère « en cours de stabilisation ») de la forme géomorphologique. La bande active se distingue de la **bande fluviale** dans le sens où cette dernière comprend les îles boisées [Liébault, 2003, Lefort, 2005] (cf. fig.3.3).

Mise en place du SIG et extraction des données

La bande active inclut de manière systématique le **chenal essarté** tel qu'il est défini dans le Contrat de Rivière du Val de Durance [Couvert *et al.*, 2008c], c'est-à-dire « une

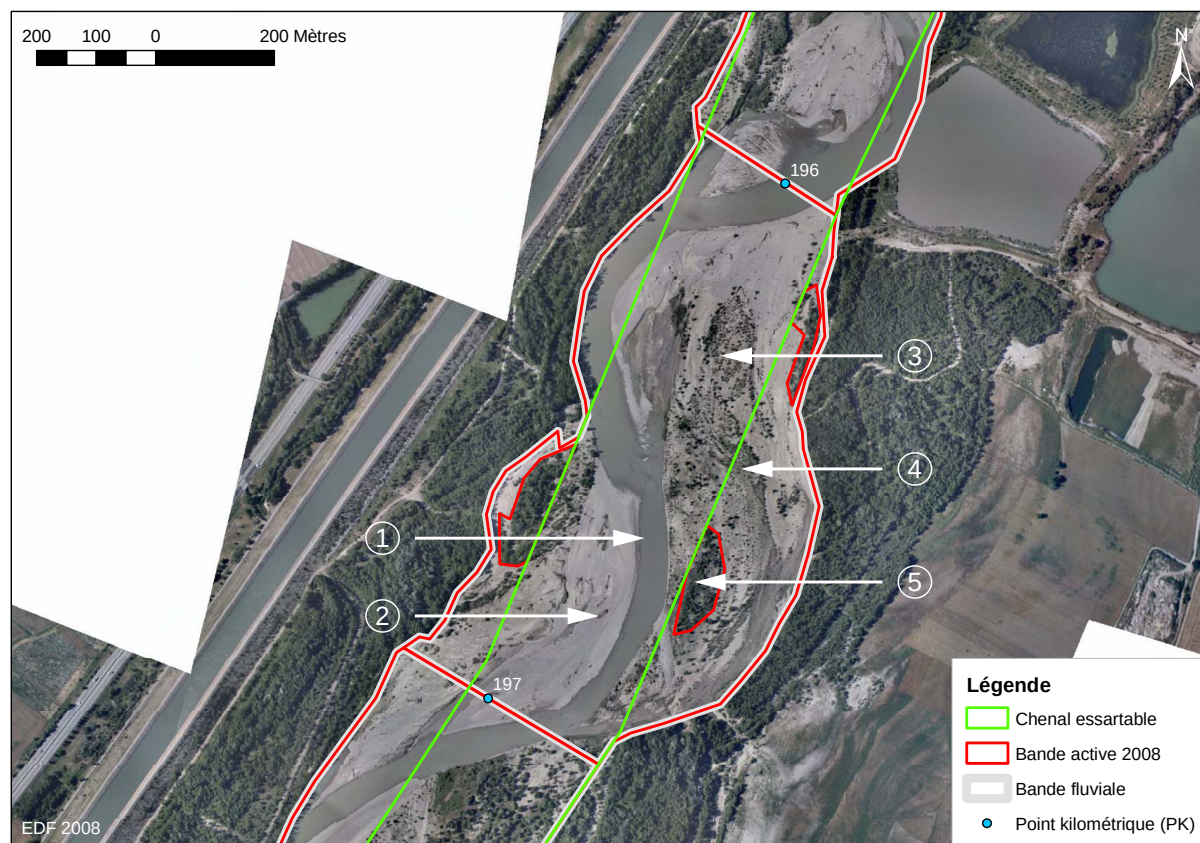


Figure 3.3 : Bande active et bande fluviale, chenal essartable et îles boisées. ① Chenal en eau : il appartient à la bande active. ② Banc de gravier sans végétation : il appartient à la bande active. ③ Zone en cours de végétalisation dans le chenal essartable, donc vouée à disparaître avant stabilisation : elle appartient à la bande active. ④ Zone en cours de végétalisation hors du chenal essartable, mais pas suffisamment développée pour stabiliser les matériaux : elle appartient à la bande active. ⑤ Île boisée en dehors du chenal essartable, la végétalisation est aboutie donc stable : elle n'appartient pas à la bande active.

bande maintenue exempte de végétation ligneuse par un entretien régulier », qui limite au maximum l'apparition de formes arbustives (saules et peupliers jeunes).

Pour chaque série temporelle (1993, 1998/2000, 2008), nous avons tracé le contour de la bande active par digitalisation sous ArcGIS. À ce contour nous avons soustrait le chenal essartable, qui est considéré comme appartenant toujours à la bande active. Puis nous avons superposé les couches SIG obtenues pour deux dates consécutives. L'analyse diachronique nous permet de définir les contours des polygones où les couches SIG se superposent ou non pour chaque période (1993–1998/2000 et 1998/2000–2008, notées respectivement 1993–1998 et 1998–2008). Pour chaque polygone ainsi individualisé, nous avons procédé à une reconnaissance manuelle pour en déterminer le type de bande active (érosion, végétalisation, stabilité entre les deux dates) et nous en avons calculé la surface. Par ailleurs nous utilisons une couche délimitant le fond de vallée, qui est divisée en séquences de 250 m [Dufour, 2005, Rollet, 2007, Bacq, 2009, Wiederkehr *et al.*, 2010, Alber et Piégay, 2011]. Nous analysons ainsi chaque couche (érosion, végétalisation, stabilité entre les deux dates) en fonction de ces séquences de 250 m. Nous concentrons la majeure partie de notre analyse sur la couche qui concerne l'érosion.

Pour chaque surface érodée nous avons en outre déterminé la nature de l'érosion en distinguant trois processus, la translation de sinuosité, le basculement du bras principal et la capture de gravières [Ollero, 2010]. Nous en avons déduit, pour chaque période d'étude (1993–1998 et 1998–2008), une proportion de surface érodée correspondant à chaque type (translation, basculement du bras principal, capture) par rapport à la surface totale érodée déterminée sur le linéaire.

L'analyse diachronique des rythmes d'évolution latérale du système durancien entre les périodes 1993–1998 et 1998–2008 est effectuée à partir d'une zonation des vitesses d'érosion des berges. Les lignes de berge aux années n_0 et n_1 déterminent un polygone dont la surface, divisée par la longueur du segment correspondant aux séquences de 250 m et par le nombre d'années séparant n_0 et n_1 , permet d'obtenir la vitesse d'érosion du tronçon correspondant. Cette méthode permet d'obtenir une estimation minimale de la vitesse d'érosion du tronçon considéré, puisqu'elle ne prend pas en compte d'éventuels basculements du bras principal [Constantine, 2006]. Cette méthode est légèrement différente de celle utilisée par d'autres auteurs sur la rivière Sacramento [Micheli, 2000, Micheli *et al.*, 2004, Constantine, 2006] : nous travaillons sur des séquences de 250 m découpées *a priori*, et non sur les polygones qui englobent toute la zone de migration de sinuosité. Cela tend à sous-estimer les vitesses d'érosion par rapport à la méthode utilisée par Constantine [Constantine, 2006], puisque une séquence peut recouper la zone d'érosion mais aussi une zone stable ou en accrétion. Bien que moins précise puisqu'elle ne fait pas appel à l'analyse de la morphologie de chaque zone d'érosion, cette méthode permet une comparaison inter-dates à large échelle, elle est plus automatisée et requiert donc moins de temps de traitement. En outre la segmentation en séquences de 250 m est deux à trois fois inférieure à la longueur de chaque sinuosité, ce qui nous assure d'obtenir au moins une séquence centrée sur la zone d'érosion (et donc de bien cibler spatialement une zone d'érosion marquée).

Les **séquences** de 250 m peuvent ensuite être regroupés en **tronçons** *a priori* homogènes [Wiederkehr *et al.*, 2010], séparées par des discontinuités présentes sur le linéaire : barrages, seuils et affluents [Bacq, 2009, Alber et Piégay, 2011]. Nous précisons dans la table 3.2 les discontinuités identifiées et le découpage correspondant à ces tronçons *a priori* homogènes.

3.2.3 Résultats

3.2.3.1 Ampleur de la mobilité latérale : évolution de la bande active sur les périodes 1993–1998 et 1998–2008

À partir de la digitalisation de la bande active aux trois séries temporelles 1993, 1998/2000 et 2008, nous pouvons dans un premier temps constater que l'emprise de la bande active a progressé de 17,1 % entre 1993 et 1998 (cf. tab.3.3). Nous pouvons interpréter ce résultat comme l'effet de la crue de 1994 qui a profondément remanié le paysage durancien. Entre 1998 et 2008, la surface de la bande active s'est maintenue, avec une diminution de 1,5 % : la crue de mai 2008 correspond à un maintien de la capacité d'écoulement du système.

N° tronçon	Discontinuité	Type	PK (km)
1	L'Escale	barrage	151,77
2	Bléone	affluent	155,72
3	Brillane	seuil	171,83
4	Lauzon	affluent	174,97
5	Asse	affluent	179,27
6	digue fusible	seuil	182,1
7	Largue	affluent	182,35
8	Verdon	affluent	199,59
9	Cadarache	barrage	200
10	seuil A	seuil	209,55
11	seuil B ruiné	seuil	211,4
12	seuil 106	seuil	219,43
13	canal de Marseille	seuil	223,42
14	Èze	affluent	225,34
15	seuil 5	seuil	225,89
16	seuil 5 bis	seuil	227,24
17	seuil 6	seuil	228
18	seuil 6 bis	seuil	228,68
19	Marderic	affluent	234,85
20	Aiguebrun	affluent	239,38
21	Mallemort	barrage	249,79
22	Coulon	affluent	273,29
23	Grand Isclon	seuil	276
24	Bonpas	barrage	279,79
25	seuil 66	seuil	286,75
26	seuil 67	seuil	287,9
27	seuil 68	seuil	289
28	seuil CNR	seuil	292,8

Table 3.2 : Caractéristiques des tronçons *a priori* homogènes, correspondants aux discontinuités présentes sur le linéaire : barrages, seuils et affluents (source [Lefort, 2007]). Un tronçon représente le regroupement des séquences de 250 m comprises entre les deux discontinuités qui le caractérisent.

Durant la période 1993–1998, la surface érodée est beaucoup plus importante que la surface stabilisée (végétalisée) et la vitesse moyenne d'érosion est relativement forte (5,7 m/an), ce qui est cohérent avec l'observation d'une forte augmentation de la surface de bande active entre 1993 et 1998/2000.

Durant la période 1998–2008, nous observons des surfaces érodées et végétalisées du même ordre de grandeur (de l'ordre de 10 % du lit actif), ce qui correspond à une surface de bande active relativement stable entre ces deux dates. Toutefois nous qualifierions plutôt cet

état de « métastable », dans la mesure où les vitesses moyennes d'érosion et de dépôt sont assez importantes (de l'ordre de 3 m/an).

Période étudiée	1993–1998	1998–2008
Q_{max} (m ³ /s)	2 850	1 400
Nombre de jours où $Q > 170$ m ³ /s	58	211
Emprise de la bande active à l'année n	3 581	4 193
Évolution de la bande active entre les années n et $n + 1$	+17,1 %	-1,5 %
Emprise spatiale totale du lit actif (années n et $n + 1$)	4 394	4 628
Surface érodée au cours de la période	813 – 18,5	436 – 9,4
Surface végétalisée	202 – 4,6	498 – 10,8
Surface de bande active stable	3 380 – 76,9	3 694 – 79,8
Vitesse moyenne d'érosion	5,7	3,0
Vitesse moyenne de végétalisation	1,4	3,5

Table 3.3 : Évolution des surfaces caractéristiques (en ha) pour les périodes 1993–1998 et 1998–2008, ainsi que les vitesses moyennes d'érosion et de végétalisation correspondantes (en m/an). Les nombres en italique indiquent la proportion du lit actif correspondante pour la période étudiée (%). Q_{max} est le débit de pointe déversé à Cadarache. Entre 1998 et 2000, le débit déversé à Cadarache Q a dépassé 9 jours la valeur de 170 m³/s, pour un débit maximal de 256 m³/s.

Nous avons par ailleurs établi pour les deux périodes 1993–1998 et 1998–2008 l'importance relative des érosions par translation de sinuosité, par basculement du bras principal et par capture de gravières (cf. tab.3.4). Pour chaque période la majorité de la dynamique d'érosion correspond à une translation des sinuosités. Ce bilan est à nuancer du fait que les basculements du bras principal sont parfois plus difficiles à identifier et qu'ils ne correspondent ici qu'à ceux impliquant le chenal principal à l'étiage : la Durance ayant un style divagant en crue, il est certain que cette méthodologie sous-estime l'importance du phénomène de basculement du bras principal.

Période étudiée	1993–1998	1998–2008
Total des surfaces érodées au cours de la période	813	436
Translation	237 – 29,2	203 – 46,6
Basculement du bras principal	110 – 13,5	61 – 14,0
Capture	71 – 8,7	11 – 2,5
Indéterminé	395 – 49	161 – 37

Table 3.4 : Part respective des érosions par translation de sinuosité, basculement du bras principal et capture de gravières, pour les périodes 1993–1998 et 1998–2008 (en ha). Les nombres en italique indiquent la proportion du total des surfaces érodées correspondante à la période étudiée (%).

3.2.3.2 Variabilité spatiale de la mobilité latérale durancienne sur les périodes 1993–1998 et 1998–2008

Nous constatons que la vitesse d'érosion latérale est variable dans le temps (cf. fig. 3.4(a)) : la valeur médiane est nettement supérieure pour la période 1993–1998 à celle de la période 1998–2008 (respectivement 7,0 et 1,4 m/an). Nous constatons ensuite que la variabilité de cette vitesse d'érosion obtenue pour la période 1993–1998 est nettement supérieure à celle de la période 1998–2008. Cette mobilité plus marquée et plus variable pour la période 1993–1998 est vraisemblablement due à l'hydrologie importante de cette période, qui présente sept événements d'intensité supérieure à la crue annuelle et en particulier à l'occurrence des crues de 1994 (cf. fig. 3.2). *A contrario* la période 1998–2008 correspond à une période de « calme hydrologique », avec une unique crue dépassant la crue annuelle (l'épisode de mai 2008), mais de nombreux et longs épisodes dépassant de peu le seuil d'entraînement (cf. fig. 3.2). La période d'étude réduite pour ces deux séries d'observation peut surestimer l'importance des événements extrêmes, en l'occurrence les crues de 1994, qui ont profondément remanié le lit durancien.

Les valeurs obtenues sont comparables à celles obtenues par différents auteurs [Constantine, 2006, Larsen *et al.*, 2006] sur la Sacramento. D'après la classification établie par Constantine [Constantine, 2006] pour caractériser la dynamique des différents tronçons, la période 1993–1998 correspondrait plutôt à une période « active », à relier à l'occurrence des crues de 1994 ($Q_{max} = 2\,850\text{ m}^3/\text{s}$) : la vitesse moyenne d'érosion latérale est de $12 \pm 0,6\text{ m/an}$. Inversement la période 1998–2008 correspondrait plutôt à une période « stable » (très peu mobile, malgré l'occurrence de la crue de mai 2008, $Q_{max} = 1\,400\text{ m}^3/\text{s}$), avec une vitesse moyenne d'érosion de $3,2 \pm 0,2\text{ m/an}$.

Entre 1993 et 1998/2000 la largeur de la bande active moyenne a augmenté quel que soit le tronçon considéré, mais entre 1998/2000 et 2008, sur le tronçon l'Escale–Cadarache la largeur de bande active moyenne a augmenté tandis qu'en basse Durance elle a diminué (cf. tab. 3.5). La mobilité latérale en Durance est donc d'intensité variable selon le tronçon considéré.

	1993		1998/2000		2008	
	moyenne	max	moyenne	max	moyenne	max
L'Escale–Cadarache	220	332	282	440	316	483
Cadarache–Avignon	270	422	304	528	280	485
L'Escale–Avignon	252	422	295	528	291	485

Table 3.5 : Largeurs de bande active (en m) pour différents tronçons aux trois dates considérées (1993, 1998/2000, 2008). Le tronçon l'Escale–Cadarache est situé en moyenne Durance, le tronçon Cadarache–Avignon représente la basse Durance.

Nous constatons que la mobilité latérale durancienne est variable dans l'espace également à une échelle plus fine (cf. fig. 3.4(b)). En effet la surface érodée par séquence de 250 m et par an (cf. parag. 3.2.2.2) est très variable sur tout le linéaire d'étude.

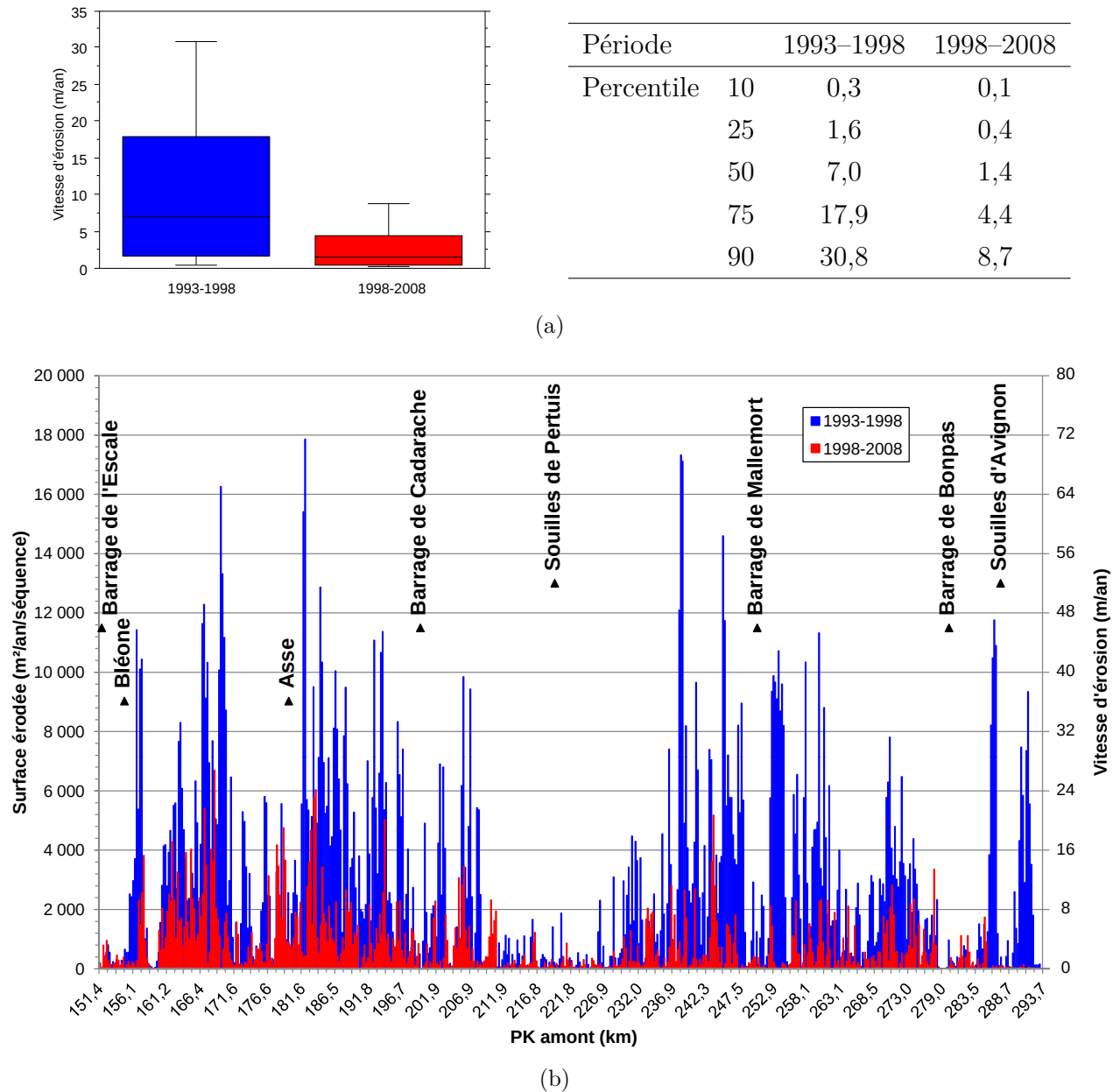


Figure 3.4 : (a) Vitesse d'érosion latérale (m/an) en fonction de la période d'étude, et percentiles associés. (b) Évolution longitudinale de la surface érodée par séquence de 250 m et par an sur le linéaire d'étude, pour les périodes 1993–1998 et 1998–2008.

3.2.3.3 Constance de la variabilité spatiale de la mobilité latérale durancienne sur les périodes 1993–1998 et 1998–2008

Considérons l'évolution longitudinale de la surface érodée par séquence de 250 m et par an entre 1993 et 1998/2000, en fonction de tronçons *a priori* homogènes (cf. fig.3.5). La figure 3.5(a) présente les résultats obtenus pour deux tronçons bien distincts : la moyenne et la basse Durance, dont la limite correspond au barrage de Cadarache. La première est caractérisée par une forte mobilité pour la période 1993–1998 (surface moyenne érodée : 3 938 m²/an/séquence), tandis que la deuxième présente une mobilité presque deux fois inférieure (surface moyenne érodée : 2 440 m²/an/séquence). La figure 3.5(b) présente les résultats obtenus pour des tronçons correspondant aux discontinuités présentes sur le li-

néaire : barrages, seuils et affluents (les discontinuités sont détaillées dans la table 3.2). Nous retrouvons trois grands ensembles :

- la moyenne Durance jusqu'à la cluse de Mirabeau (du barrage de l'Escale au seuil A, soient les tronçons n° 1 à 10), secteur très mobile, mais dont la variabilité inter-tronçon peut être très marquée (notamment au niveau des secteurs proches des barrages de l'Escale et de Cadarache, soient les tronçons n° 1 et 8) ;
- le secteur des souilles de Pertuis (du seuil A au seuil 5 bis, soient les tronçons n° 11 à 16), secteur extrêmement peu mobile ; notons la légère reprise de la mobilité latérale entre les seuils 5 bis et 6 bis (soient les tronçons n° 17 et 18) ;
- le secteur aval de la basse Durance (du seuil 5 bis à la confluence avec le Rhône, soient les tronçons n° 17 à 28), secteur où la mobilité est très variable : la mobilité augmente jusqu'à la Roque d'Anthéron (tronçon n° 20, confluence avec l'Aiguebrun), puis diminue globalement jusqu'en Avignon (sauf immédiatement à l'aval du seuil 68, tronçon n° 27, ce qui correspond vraisemblablement à la végétalisation des bancs constitués de sédiments fins qui se déposent en amont de la confluence).

Considérons maintenant l'évolution longitudinale de la surface érodée par séquence de 250 m et par an pour la période 1998–2008, en fonction de tronçons *a priori* homogènes (cf. fig.3.6). Les résultats obtenus en moyenne Durance montrent une forte mobilité pour la période 1998–2008 (surface moyenne érodée : 1 308 m²/an/séquence), tandis qu'en basse Durance, nous obtenons une mobilité presque trois fois inférieure (surface moyenne érodée : 540 m²/an/séquence). En considérant les résultats obtenus pour des tronçons correspondant aux discontinuités présentes sur le linéaire (cf. fig.3.6(b) et 3.2), nous retrouvons les trois grands ensembles mis en évidence pour la période 1993–1998. Nous pouvons distinguer un quatrième ensemble correspondant aux souilles d'Avignon :

- la moyenne Durance jusqu'à la cluse de Mirabeau (du barrage de l'Escale au seuil A, soient les tronçons n° 1 à 10), secteur très mobile sauf sur les secteurs proches des barrages de l'Escale et de Cadarache (soient les tronçons n° 1 et 8) ;
- le secteur des souilles de Pertuis (du seuil A au seuil 5 bis, soient les tronçons n° 11 à 16), secteur extrêmement peu mobile ; notons la mobilité latérale entre les seuils 5 bis et 6 bis (soient les tronçons n° 17 et 18) ;
- le secteur aval de la basse Durance (du seuil 5 bis au seuil 66, soient les tronçons n° 17 à 24), secteur où la mobilité est relativement modérée, sauf pour le tronçon 22 (immédiatement à l'aval du Coulon) ;
- le secteur des souilles d'Avignon (du seuil 66 au seuil CNR, soient les tronçons n° 25 à 28), où il n'y a aucune mobilité pour cette période.

Il est intéressant de constater que nous retrouvons ainsi les mêmes zones dynamiques quelle que soit la période considérée (1993–1998 ou 1998–2008) : ces zones doivent donc correspondre à des zones dynamiques structurelles. Inversement et comme nous pouvions nous y attendre, les souilles correspondent à des zones où aucune mobilité latérale n'est observée. Ainsi sur l'ensemble du linéaire les zones dynamiques sont localisées principalement

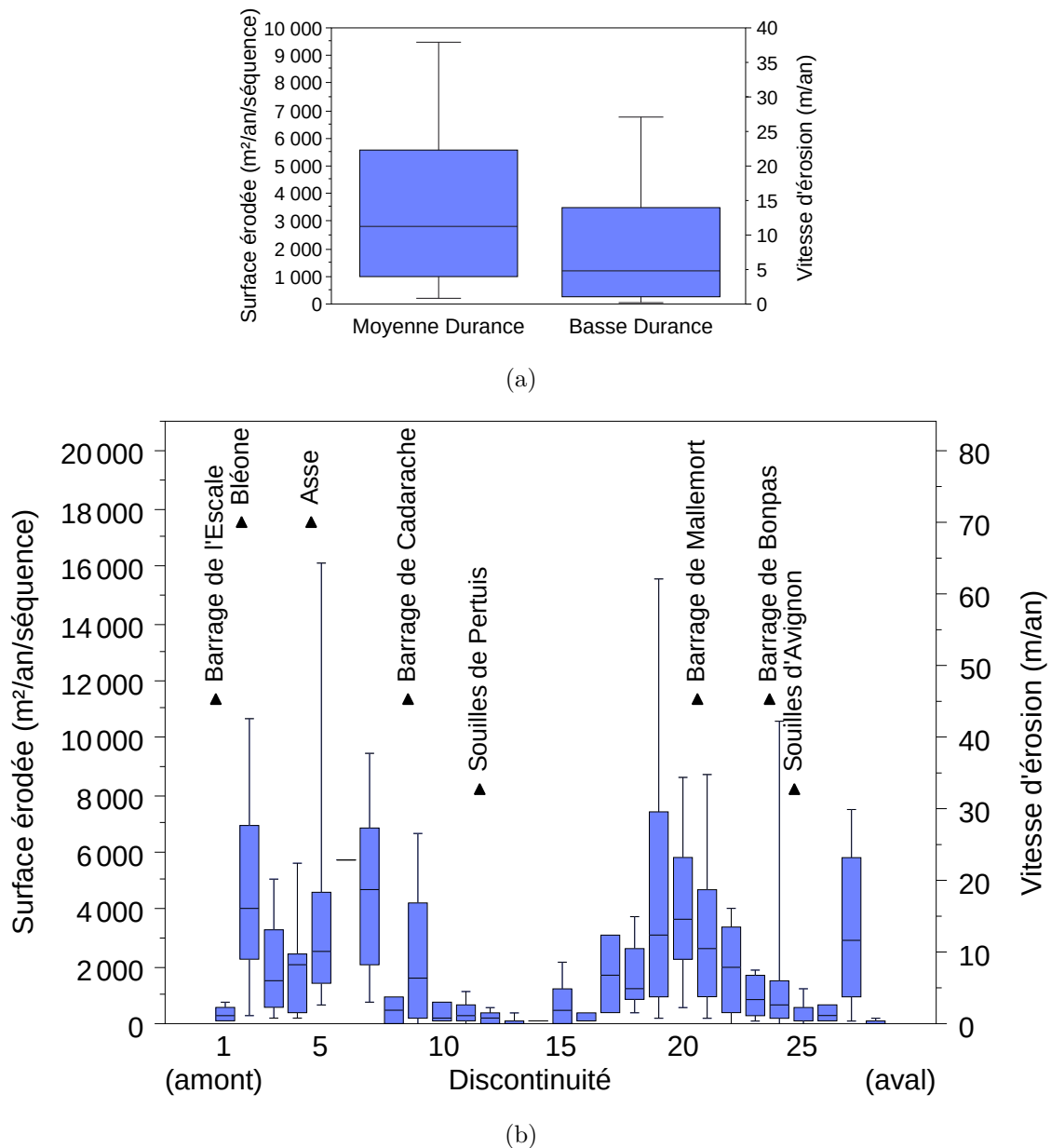


Figure 3.5 : Évolution longitudinale de la surface érodée par séquence de 250 m et par an entre 1993 et 1998/2000, en fonction de tronçons *a priori* homogènes. (a) Basse et moyenne Durance. (b) Tronçons *a priori* homogènes correspondants aux discontinuités présentes sur le linéaire : barrages, seuils et affluents (cf. tab.3.2).

en moyenne Durance ; notons en particulier une zone dynamique à l'amont de la cluse de Mirabeau (tronçons n° 9 et 10). Nous pouvons également signaler en basse Durance, de l'amont vers l'aval :

- une zone relativement dynamique entre Cadenet et Mallemort (tronçons n° 19 à 21) ;
- une zone dynamique à l'aval du barrage de Mallemort (tronçon n° 22), correspondant à la capture des gravières des Iscles du mois de Mai et aux prélèvements pour la construction de la ligne TGV Méditerranée ;
- quelques zones dynamiques ponctuelles entre Cavaillon et Avignon.

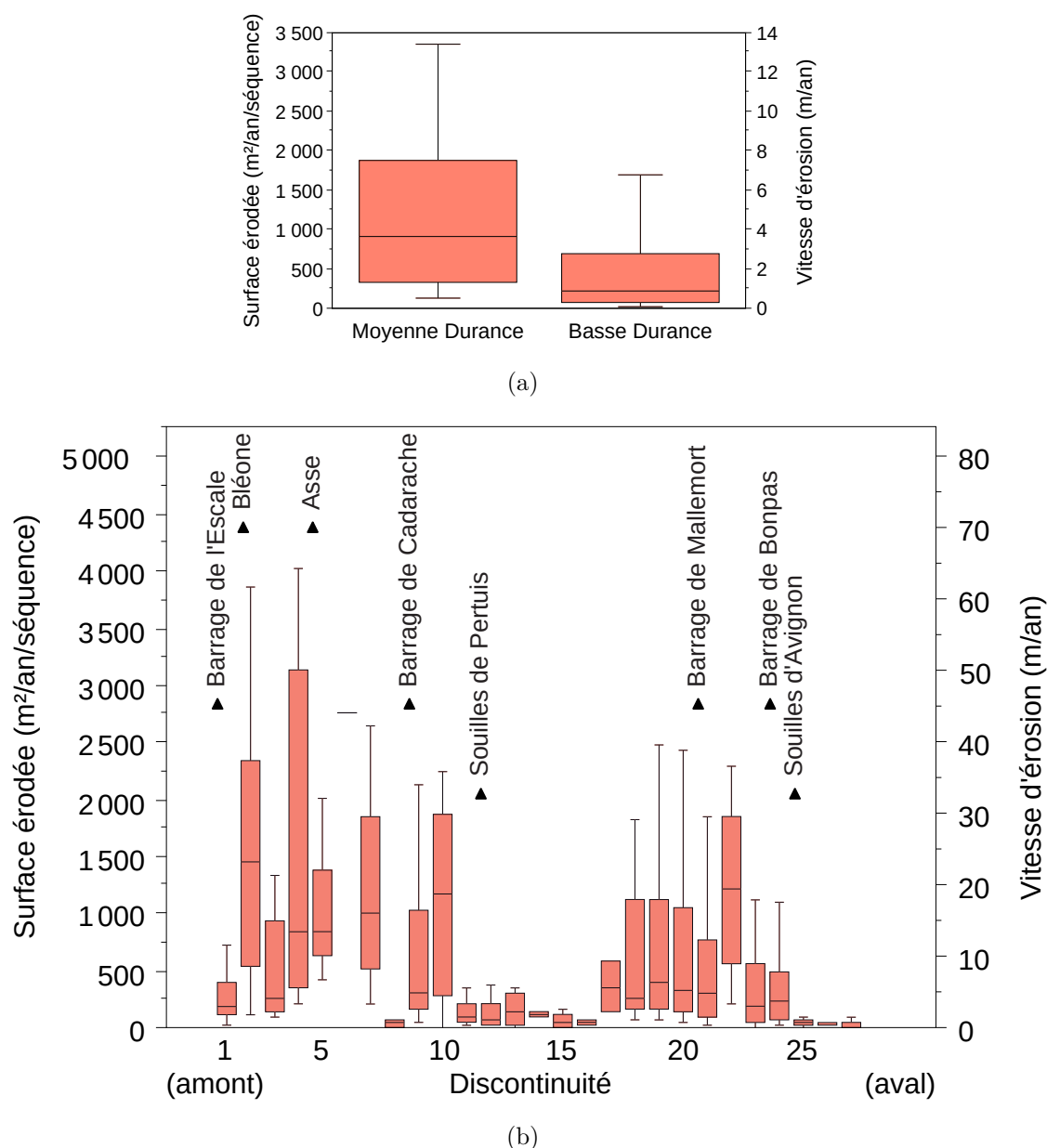


Figure 3.6 : Évolution longitudinale de la surface érodée par séquence de 250 m et par an entre 1998/2000 et 2008, en fonction de tronçons *a priori* homogènes. (a) Basse et moyenne Durance. (b) Tronçons *a priori* homogènes correspondant aux discontinuités présentes sur le linéaire : barrages, seuils et affluents (cf. tab.3.2).

3.2.4 Discussion

3.2.4.1 Variabilité temporelle de la mobilité latérale à l'échelle du linéaire

Influence de la succession hydrologique précédente et élaboration d'un indice de mobilité

L'activité morphologique de la bande active au cours d'une année donnée dépend des débits morphologiquement efficaces de l'année concernée, mais aussi de l'activité des années précédentes. L'observation montre qu'une crue, même forte, survenant après une longue période de calme hydrologique, a du mal à réactiver le lit : il faut la succession rapprochée de plusieurs crues morphogènes pour que la dynamique fluviale soit réamorcée. Pour tenir

compte de ce phénomène, nous avons élaboré un indice de mobilité I_n , fonction des années n et $n - 1$.

L'indicateur retenu de l'intensité potentielle de mobilité pour une année donnée est le « volume écoulé au-dessus du débit de début d'entraînement ». En effet, en première approximation, la capacité de transport peut être approchée par une relation linéaire du type (cf. éq.3.1 et fig.3.7) :

$$Q_s = k.(Q - Q_c) \quad (3.1)$$

où Q_s est le débit solide, k est un coefficient de proportionnalité, Q est le débit liquide et Q_c est le débit de début d'entraînement.

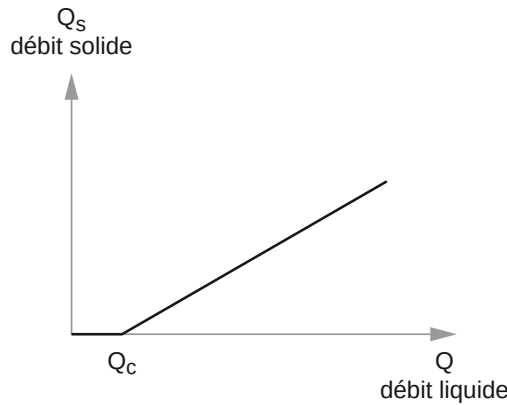


Figure 3.7 : Relation simplifiée entre débit solide (Q_s) et débit liquide (Q). Q_c est le débit de début d'entraînement (modifié d'après [Amoros et Petts, 1993]).

Cette relation entraîne alors :

$$V_s = k.W \quad (3.2)$$

où V_s est le volume de charriage annuel et W le volume d'eau écoulé au-dessus de Q_c (cf. fig.3.8).

La capacité de remobilisation du lit, qui peut être considérée comme le potentiel de mobilité (la mobilité du lit n'est possible que si des débits morphogènes sont atteints, même si l'atteinte d'un débit morphogène n'implique pas nécessairement une mobilité latérale), est donc proportionnelle (en première approximation) au volume écoulé au-dessus du débit de début d'entraînement W .

L'indice de mobilité proposé s'écrit (cf. éq.3.3) :

$$I_n = \xi.I_{n-1} + W_n \quad (3.3)$$

où W_n est le volume écoulé au-dessus du Q_c l'année n , I_n l'indice de mobilité de l'année n et ξ un coefficient d'abattement.

L'activité d'une année se répercute de manière significative (avec une valeur supérieure à 10 % de la valeur initiale) pendant respectivement 11 ; 5 et moins de 3 ans pour des coefficients de 0,8 ; 0,6 et 0,4. Un coefficient de 0,8 conduit à un « effet mémoire » trop long :

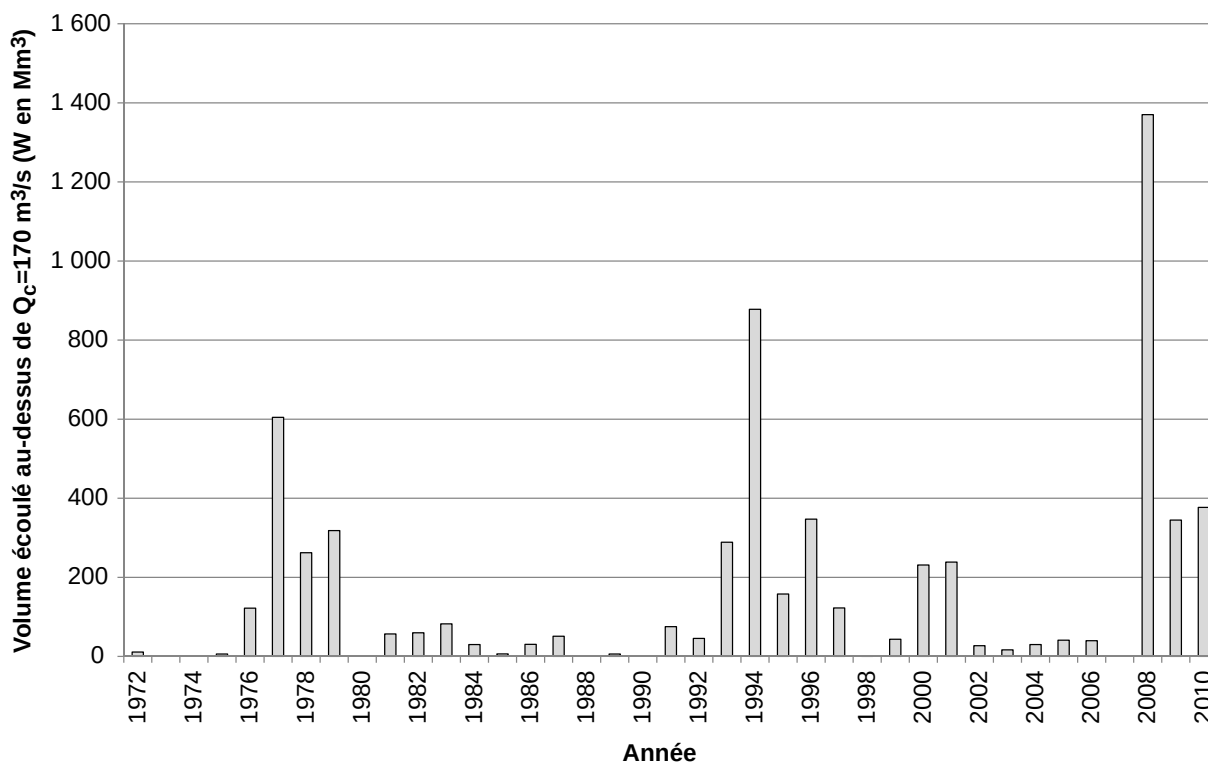


Figure 3.8 : Volume écoulé au-dessus du seuil de mise en mouvement $Q_c = 170 \text{ m}^3/\text{s}$ entre 1972 et 2010. Notons que, malgré un débit de pointe inférieur, le volume écoulé au-dessus du Q_c est plus important en 2008 qu'en 1994, car la crue de mai 2008 a occasionné des débits supérieurs au Q_c pendant plus d'un mois.

la dynamique fluviale de la Durance dans la deuxième moitié des années 1980 était très limitée et n'était plus influencée par la période 1976–1979. Une réflexion sur les cycles de végétation qui figent les formes en l'absence de nouvelle mobilité conduit à penser qu'une résilience de l'ordre de 3 à 5 ans est assez représentative de la réalité : cela correspond d'ailleurs à la fréquence, empirique, des essartements réalisés en Durance par EDF pour préserver la capacité d'écoulement du lit en crue [Sogreah *et al.*, 2001]. Nous retiendrons donc *in fine* un coefficient d'abattement $\xi = 0,5$ (cf. fig.3.9). L'indice I_n est défini par une relation de récurrence ; nous devons donc définir l'indice « de départ ». À partir des informations suivantes :

- une période de résilience estimée à 4 ans ;
- une chronique de débits en Durance disponible à partir de 1972 ;
- une activité hydrologique modeste entre 1968 et 1972, (cf. B. Couvert, Sogreah, *comm. pers.*, et données de la banque Hydro) ;

nous avons choisi un indice initial pour l'année 1968 égal à la médiane du volume écoulé au-dessus du seuil de mise en mouvement pour la période 1972–2010, soit $I_{1968} = 45,6 \text{ Mm}^3$.

Nous avons donc ici tenté de caractériser l'activité morphologique d'une crue en utilisant, en première approximation, le volume écoulé au-dessus du seuil de mise en mouvement Q_c pour caractériser la capacité de remobilisation de la charge de fond par l'épisode. Ce potentiel de mobilité est ensuite modulé en fonction de l'activité hydrologique des années précédentes (résilience de l'ordre de 4 ans en Durance), donnant lieu à l'indice de mobilité I_n . Nous avons vu que l'hydrologie n'est pas le seul facteur de contrôle de la mobilité latérale du

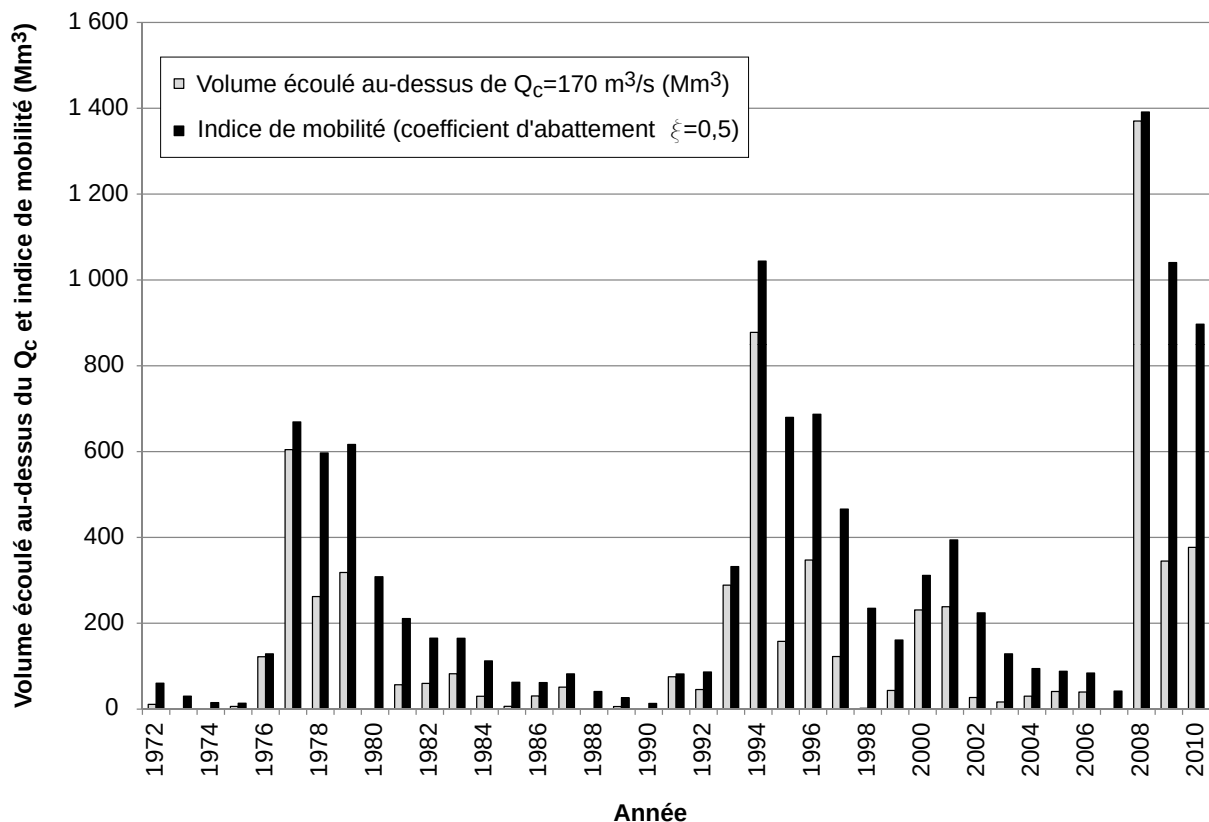


Figure 3.9 : Volume écoulé au-dessus du seuil de mise en mouvement Q_c 170 m^3/s entre 1972 et 2010 et indice de mobilité associé. L'indice de mobilité est calculé avec un coefficient d'abattement $\xi = 0,5$, ce qui correspond à une résilience du système de l'ordre de 4 ans, et $I_{1968} = 45,6 \text{ Mm}^3$, cf. explication dans le texte.

chenal (cf. parag.3.1.3). Cet indice de mobilité ne prend en compte que l'hydrologie et un « effet mémoire » du système. Il ne peut donc être considéré que comme un indicateur d'une mobilité relative d'une période vis-à-vis d'une autre, mais ne se substitue pas à l'analyse de l'influence des autres facteurs de contrôle de la mobilité latérale (géométrie de la sinuosité, apports sédimentaires amont). Nous étudions plus en détail l'influence de ces facteurs de contrôle au paragraphe 3.3.

Végétalisation du lit et successions hydrologiques : préconisations de gestion

Nous avons vu que l'influence de l'hydrologie sur la mobilité latérale à l'échelle du linéaire d'étude peut être pondérée par l'état du lit. Une forte crue, si elle survient dans un lit fortement végétalisé comme cela a été le cas pour la crue de 1994, conduit à une mobilité marquée du lit pour cet événement, et pour les suivants. Le système fluvial est ainsi capable d'« auto-entretenir » un lit actif d'une capacité d'écoulement suffisante, mais cela peut avoir des conséquences sur les infrastructures présentes dans le lit moyen [Sogreah *et al.*, 2001]. L'entretien, éventuellement artificiel, d'une bande active suffisamment large pour permettre les écoulements en crue se justifie donc du point de vue des enjeux humains présents sur la vallée de la Durance lorsque les risques de débordement sont élevés.

Un événement tel que celui de 1994 permet une profonde déstabilisation du lit qui conduit, pour les crues suivantes et même si elles sont moins intenses, à une mobilité marquée. La

période 2008–2011 est caractérisée par une forte activité hydrologique, qui contribue à la mobilité « naturelle » du lit. Cela réduit donc sans doute les besoins d’entretien de la bande active durant cette période et pour les prochains mois, mais le « calme hydrologique » relatif de la période 1998–2007, avec des épisodes éventuellement longs, mais de faible intensité (inférieure à la crue annuelle, cf. fig.3.12(a)), nous rappelle l’importance d’une veille attentive si l’on envisage une rationalisation accrue des travaux d’entretien du lit.

3.2.4.2 Spatialité de la mobilité et contrôles structurels

La mobilité latérale est liée à l’hydrologie en ce qui concerne son intensité (cf. fig.3.5 et 3.6), d’où la pertinence de l’élaboration d’un indice de mobilité I_n tel que proposé au paragraphe 3.2.4.1. Mais elle est localisée sur des secteurs récurrents : la dynamique de ces secteurs serait donc également « structurelle ». Un tel indice ne devra donc être utilisé qu’en complément d’une approche spatiale de la mobilité.

Les barrages et les souilles constituent des discontinuités de la mobilité latérale, mais la reprise de la dynamique latérale en basse Durance est relativement rapide (de l’ordre d’une à deux sinuosités). La Durance conserve donc une certaine dynamique propre, dont « l’amorce » est conditionnée par l’hydrologie en ce qui concerne la première sinuosité située immédiatement à l’aval de la discontinuité (cf. parag.3.3.4). La mobilité latérale plus marquée en moyenne Durance qu’en basse Durance peut avoir pour origine une contrainte structurelle, en ce que les affluents apportent des matériaux au système : nous étudions au paragraphe 3.3.3.3 l’influence des apports amont sur la mobilité latérale.

Le contrôle « structurel » de la mobilité est en outre conditionné par la présence de matériel, meuble, disponible pour être érodé, qu’il provienne des affluents ou qu’il constitue les berges. Car, s’il n’existe pas de stock de matériel érodable, le processus même de la mobilité est limité dans l’espace pour des raisons structurelles, des « points durs » : par exemple la cluse de Mirabeau (contrôle structurel naturel) ou les protections de berge.

3.3 Facteurs de contrôle de la mobilité des formes fluviales à l'échelle du tronçon

3.3.1 Synthèse bibliographique et objectifs

3.3.1.1 Morphologie et mobilité des formes fluviales dans un système divagant

Morphologie et mobilité des bancs

À l'échelle du chenal, les bancs constituent la structure dominante de la morphologie des cours d'eau dynamiques. Ces bancs sont l'expression d'un certain comportement du système fluvial, dans la mesure où ils reflètent les processus actifs et le régime sédimentaire à l'échelle du tronçon [Rice *et al.*, 2009]. La formation et le développement des bancs de graviers dans les rivières à charge grossière ont fait l'objet de nombreuses études, essentiellement qualitatives et basées sur des observations globales [Rice *et al.*, 2009]. Toutefois de nombreux auteurs [Bridge, 2003] *in* [Rice *et al.*, 2009] soulignent un manque de données quantitatives concernant :

- les processus et les modalités d'érosion et de dépôt à l'échelle du banc ;
- les structures sédimentaires produites à court et long termes par les processus géomorphologiques.

Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] considèrent les nappes de charriage « épaisses » (*unit bars*) comme des éléments clefs de la construction des bancs. Elles permettent de faire le lien entre transport sédimentaire par nappes de charriage « fines », à l'échelle de l'événement, et l'évolution morphologique à long terme des bancs, *via* dans un premier temps, l'accrétion aux dépens du chenal, et dans un deuxième temps la redistribution des matériaux sur la surface du banc. Ils décrivent d'ailleurs cette accrétion, concentrée sur un unique côté des bancs, comme une caractéristique des systèmes divagants par rapport à ceux tressés. Ce mécanisme correspondrait donc plutôt à une similitude entre systèmes divagants et méandriformes, et a été également observé sur l'Ain [Bravard, 1986, Rollet, 2007]. Il semblerait également que l'accrétion et la redistribution aient lieu au cours d'épisodes différents [Rice *et al.*, 2009]. Ils soulignent enfin la fonction de stockage temporaire des bancs, qui correspondent à des points de dépôt des sédiments, ces derniers étant ensuite transférés vers l'aval par une succession de « sauts », ce qui correspond à une discrétisation du transfert sédimentaire.

De plus Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] mettent en évidence le fait que dans un système méandriforme, les formes fluviales reflètent l'historique hydrologique, alors que dans un système tressé, la complexité de la succession des phénomènes d'accrétion et de dépôt à court terme conduit à des macroformes qui ne reflètent pas entièrement la séquence des débits morphogènes. Les bancs présents sur le système divagant étudié (la Fraser en Colombie Britannique, Canada) correspondent à un empilement de formes unitaires, les nappes de charriage « épaisses » (*unit bars*), qui sont déposées lors d'un premier événement. Ces nappes sont ensuite remaniées, sur leur section, par les séquences d'érosion et de dépôt consécutives aux

périodes de faibles débits. Les auteurs retrouvent ainsi, autant en surface qu'en subsurface, les traces de ces remaniements successifs. Les bancs qui en résultent sont des macroformes complexes dans leur structure interne du fait de leur histoire d'accrétion latérale et verticale. La morphologie de ces bancs est ensuite influencée, à plus large échelle, par la géométrie de la rivière.

Une nappe de charriage « épaisse » (*unit bar*) est composée d'une ou plusieurs nappes de charriage « fines » (*bedload sheets*). Elle constitue une entité unitaire, qui reflète un unique épisode de transport et est à la base du processus de transfert sédimentaire et donc du processus d'évolution morphologique du chenal [Rice *et al.*, 2009].

Même si le rythme de mobilité de ces formes dans les rivières à style divagant n'a pas été étudié en détail, la synthèse de Katolikov et Kopaliani [Katolikov et Kopaliani, 2001] (cf. tab. 3.6) présente quelques données sur les vitesses de propagation des bancs latéraux : cette vitesse varie de 20 à 700 m/an.

Rivière	Vitesse (m/an)	Référence
Garonne	20–30	Baumhrten, 1848 <i>in</i> [Lelyavskii, 1961]
Rhin	270–700	[Popov, 1969] et Yasmund, 1930 <i>in</i> [Lelyavskii, 1961]
Mur (Autriche)	100–200*	Eskner, 1924 <i>in</i> [Lelyavskii, 1961]
Volga	50–700	Divers auteurs <i>in</i> [Popov, 1969]
Amour	200–600	Bashkirov, 1956 <i>in</i> [Popov, 1969]
Danube	200	Polyakov, 1951 <i>in</i> [Popov, 1969]
Vistule	100	[Popov, 1969]

Table 3.6 : Quelques données sur la vitesse de propagation des bancs latéraux, d'après Katolikov et Kopaliani [Katolikov et Kopaliani, 2001] (* sur 8 mois).

Mobilité des berges

Constantine [Constantine, 2006] a étudié la vitesse de migration des méandres d'un tronçon de 160 km de long sur la rivière Sacramento. Elle a obtenu des taux de migration moyens compris entre 2,9 et 6,0 m/an (la moyenne étant de 4,1 m/an, soient des taux compris entre $0,01w$ et $0,02w$ par an, où w = largeur de lit) pour les tronçons actifs. Les tronçons situés dans les zones stables (ou très peu mobiles) correspondent à des taux de migration de compris entre 0,1 et 2,1 m/an (en moyenne 1,0 m/an, soient des taux compris entre $0,0003w$ et $0,007w$ par an, en moyenne $0,003w$ par an). La limite entre secteurs stables et secteurs mobiles semble empirique, fixée aux alentours de 2,3 m/an : les secteurs stables sont caractérisés par une variabilité intra-tronçon moins forte. Sur la même rivière, Larsen *et al.* [Larsen *et al.*, 2006] ont obtenu des taux d'érosion moyens allant de 0,4 m/an (sur 6 ans d'étude) à 8,9 m/an (sur 18 ans), avec un taux d'érosion moyen sur les 13 sites étudiés de $3,7 \pm 1,7$ m/année hydrologique.

Les rivières sont caractérisées par des variations plus ou moins continues en termes, entre autres, de pente, de largeur du lit et du fond de vallée, de processus d'érosion de berge du fait de la géométrie des sinuosités, de la nature des matériaux... De plus la présence d'interruptions ou de discontinuités (telles que seuils, épis, digues, barrages, extractions, affleurements du substratum...) vient perturber le transit sédimentaire. Si la reprise du transit a été étudiée à l'aval de barrages [Phillips *et al.*, 2005, Rollet, 2007], la progression de cette reprise n'a pas été étudiée précisément. À l'aval d'une interruption du transit sédimentaire (barrage, souille d'extraction), il est communément admis que la reprise du transit sédimentaire se fait soit par incision du lit jusqu'à formation d'un pavage, soit par érosion latérale. C'est par exemple le cas de la Trinity en aval du barrage Livingston, qui enregistre les effets de l'interruption du transit sédimentaire jusqu'à 60 km en aval du barrage [Phillips *et al.*, 2005]. Mais, s'il est logique de penser que la « distance » nécessaire à la reprise du transit sédimentaire après interruption est fonction du « dynamisme » du système fluvial concerné, les processus à l'origine du lien entre « dynamisme » et reprise du transit ne sont pas clairement explicités.

Larsen *et al.* [Larsen *et al.*, 2006] soulignent le lien existant entre dépôt sur la rive convexe d'une sinuosité et érosion de la berge concave en regard. Ils lient la mobilité de la berge avec la puissance de l'écoulement effective cumulée et, de même que Hickin et Nanson [Hickin et Nanson, 1975, Hickin et Nanson, 1984] et Constantine [Constantine, 2006], avec le rayon de courbure de la sinuosité rapporté à la largeur du chenal. Comme le pressentaient Hickin et Nanson [Hickin et Nanson, 1975] qui ont également trouvé un fort lien entre taux d'érosion et rayon de courbure du méandre sur la rivière Beaton, Larsen *et al.* [Larsen *et al.*, 2006] ont mis en évidence que les taux de migration sont plus élevés pour des méandres dont les rayons de courbure sont compris entre $2w$ et $3w$ (w = largeur de chenal). La dynamique de la migration de méandre en rivière à charge graveleuse est ainsi influencée par les modifications morphologiques du tronçon, qui induisent une redistribution de l'écoulement et donc une modification des taux d'érosion en pied de berge [Constantine, 2006, Clayton et Pitlick, 2007]. Larsen *et al.* [Larsen *et al.*, 2006] insistent sur le fait qu'il est indispensable de bien comprendre les facteurs de contrôle de la dynamique d'érosion de berge et de dépôt en rive convexe associée pour gérer efficacement le système fluvial à charge grossière.

3.3.1.2 Stabilité temporelle des formes fluviales et mécanismes de mobilité d'une sinuosité en lien avec les conditions de transport

Lorsqu'on étudie la mobilité des formes fluviales, il est important de distinguer la situation « naturelle » d'équilibre dynamique, qui implique un bilan entrées-sorties nul à l'échelle du tronçon, et l'ajustement du système après perturbation, qui entraîne un stockage ou une exportation de matériaux à l'échelle du tronçon (bilan respectivement positif ou négatif). Il convient donc, dans toute analyse de la mobilité des formes fluviales, de prendre en compte le fonctionnement morphologique du tronçon.

Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] indiquent que la remobilisation annuelle des sédiments sur les bancs est comparable avec les taux de transfert de charge dans le chenal. Cette observation

est compatible avec une stabilité temporelle des formes fluviales. Ils soulignent en effet le lien existant entre accrétion du banc, érosion de la berge opposée et dépôts associés sur le banc aval, et y voient un mécanisme à l'origine d'une sinuosité plus régulière.

Malgré des variations saisonnières et inter-annuelles des débits liquides et solides, la stabilité temporelle des formes fluviales implique un équilibre entre sédiments érodés et déposés sur un tronçon [Clayton et Pitlick, 2007]. Clayton et Pitlick [Clayton et Pitlick, 2007] suggèrent que la variabilité spatiale des conditions de transport entre rive concave et convexe d'une sinuosité entraîne un transfert équilibré en termes de volumes pour toutes les classes granulométriques transportées dans une sinuosité, ce qui aboutit à la stabilité morphologique du chenal. Pour expliquer cela, ils font intervenir un routage de la charge grossière dans une direction tant longitudinale que transversale à l'écoulement, avec globalement des sédiments grossiers transportés plutôt à l'extérieur du coude, et des sédiments fins transportés plutôt à l'intérieur.

3.3.1.3 Objectifs

Nous nous plaçons ici à l'échelle de deux tronçons identifiés comme dynamiques, et à court terme (*i.e.* à l'échelle événementielle), nous étudions l'influence des facteurs de contrôle de la mobilité des formes fluviales.

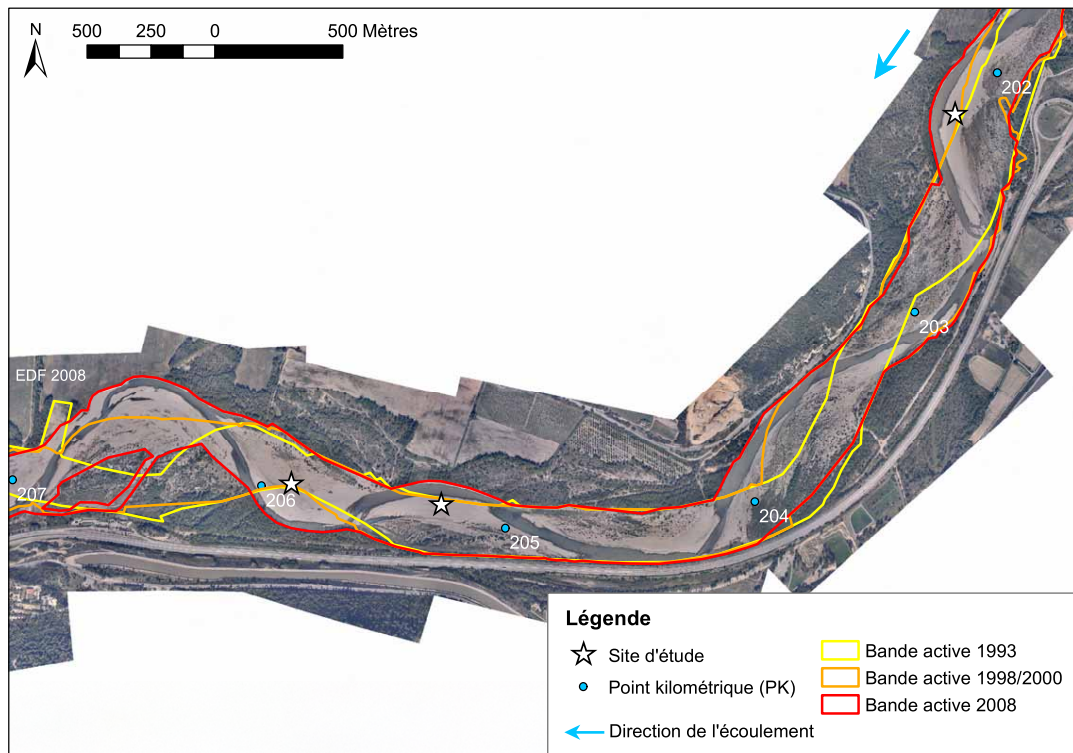
Dans un premier temps nous étudions l'influence de l'hydrologie sur la mobilité latérale du chenal, c'est-à-dire que nous étudions l'influence des flux liquides entrants dans le tronçon. Dans un deuxième temps nous étudions l'influence de la géométrie de la sinuosité, ou encore l'influence de la géométrie de l'écoulement sur la vitesse d'érosion de la berge. Dans un troisième temps, nous étudions l'influence de l'interruption du transit sédimentaire sur la reprise de la mobilité latérale, ou encore l'influence des apports sédimentaires amont sur cette mobilité.

3.3.2 Sites d'étude et méthodes

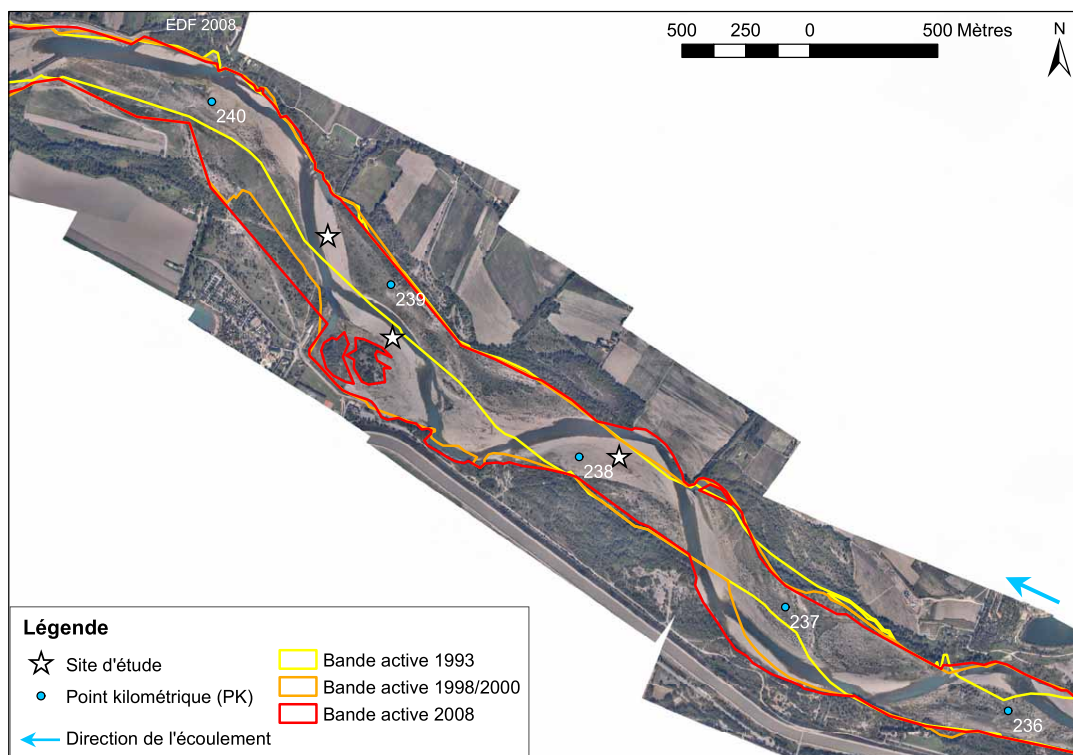
3.3.2.1 Sites d'étude

Cette étude se concentre sur deux tronçons dynamiques, caractérisés par une forte mobilité : la zone située à l'amont du pont de Mirabeau (tronçon n° 9, cf. tab.3.2 et fig.3.10(a)) et celle située entre Cadenet et Mallemort (tronçons n° 19 et 20, cf. tab.3.2 et fig.3.10(b)).

Les deux sites étudiés correspondent à deux tronçons de quelques kilomètres, positionnés à l'aval de deux points d'interruption du transit sédimentaire, respectivement le barrage de Cadarache et les souilles de Pertuis (cf. fig.3.1). Le barrage de Cadarache, géré à cote constante, induit une perte de charge de l'écoulement qui entraîne une interruption du transit sédimentaire ; il est depuis quelques années « transparent » en crue en ce qui concerne les matériaux grossiers, mais la progression des matériaux n'a pas encore atteint notre tronçon d'étude amont (cf. fig.2.18). Les souilles de Pertuis ont été le lieu d'extractions de graviers (jusqu'à plus de 10 m de profondeur), elles constituent donc un piège à sédiments grossiers



(a)



(b)

Figure 3.10 : Mobilité latérale pour les périodes 1993–1998 et 1998–2008 (a) pour le tronçon amont (PK 202 à 206) et (b) pour le tronçon aval (PK 237 à 239,5).

tant que leur remplissage n'est pas achevé (cf. fig.1.10). Chaque tronçon correspond à une série de trois sinuosités, à l'aval du PK 202 (à l'aval du barrage de Cadarache) et du PK 237 (au niveau de Cadenet, à l'aval des souilles de Pertuis). En conséquence de l'interruption

du transit sédimentaire amont, le lit de ces deux tronçons est plutôt en phase d'incision. Le tronçon amont, situé à l'aval du barrage de Cadarache, subissait jusqu'en 2006 une érosion progressive due à l'absence d'apports amont [Lefort, 2007]. Le profil en long de 2008 de la zone d'étude (cf. fig.2.18) confirme cette tendance, qui devrait s'inverser dans quelques années suite aux transparences réalisées à Cadarache. Le tronçon aval, situé environ 8 km à l'aval des souilles de Pertuis, est de plus influencé par la capture du plan d'eau de la Roque d'Anthéron en 1994. Le profil en long de 2008 montre une tendance générale à l'incision (cf. fig.3.11), avec un léger engrèvement local au niveau du site amont (PK 237), mis en évidence dès 2006 [Lefort, 2007]. Sur l'ensemble des sinuosités des deux tronçons, la pente est comprise entre 2,01 et 3,32 ‰ (cf. tab.3.7).

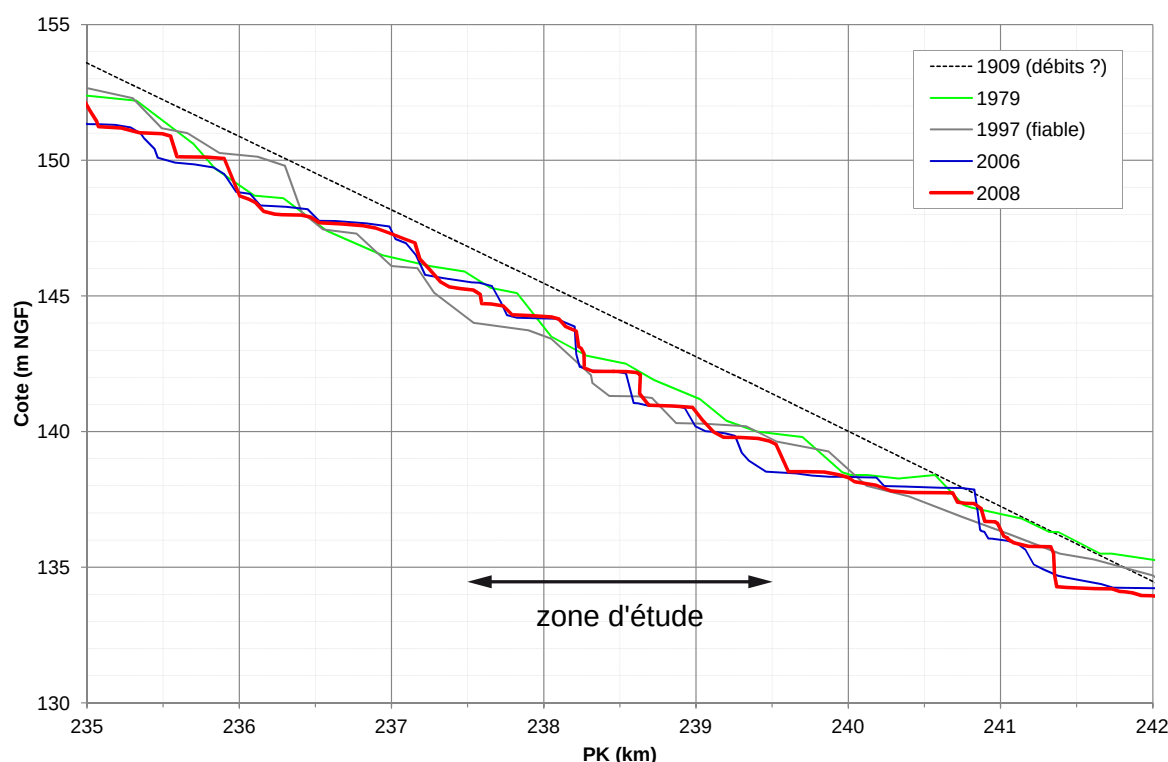


Figure 3.11 : Profils en long d'étiage de la zone d'étude à l'aval des souilles de Pertuis (2008 et antérieurs).

Tronçon	amont			aval		
PK du site d'étude	202	205	206	237	239	239,5
Pente moyenne du chenal (‰)	2,43	2,01	2,63	3,32	2,78	2,26
I_S [Brice, 1964]	1,13	1,07	1,16	1,17	1,14	1,13
r_c/w [Hickin et Nanson, 1975]	3,4	4,4	2,1	1,7	4,2	6,0

Table 3.7 : Caractérisation des berges étudiées. I_S est l'indice de sinuosité, r_c est le rayon de courbure de la sinuosité et w la largeur du chenal en eau.

Le tronçon aval est relativement plus éloigné de la discontinuité étudiée que dans le cas du tronçon amont : alors que ce dernier est situé à 2 km du barrage de Cadarache, le tronçon aval est situé à 8 km du seuil 6 bis (cf. fig.3.1(b) et 3.1(c)). La description de la composition des berges est effectuée au paragraphe 3.4.2.2.

3.3.2.2 Méthodologie

Hydrogramme de la période d'étude

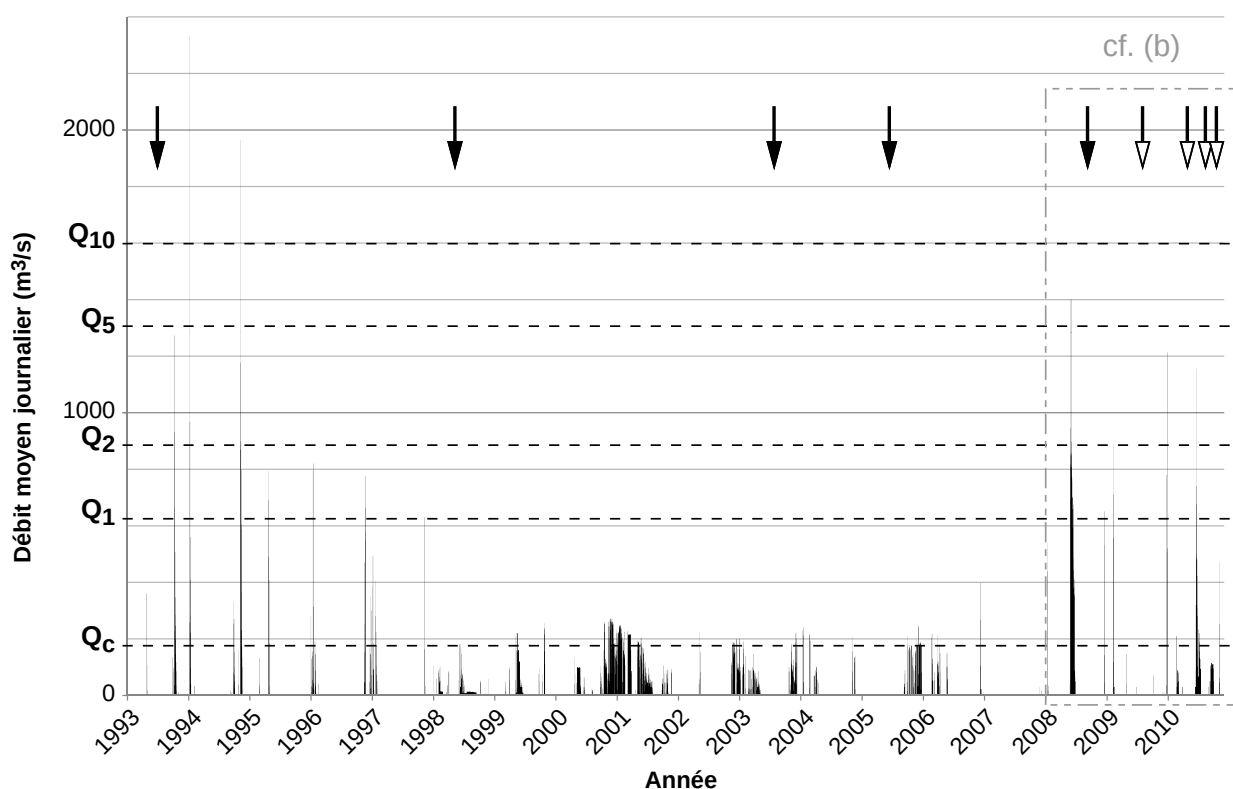
La chronique des débits déversés à Cadarache correspondant à la période d'étude est présentée en figure 3.12. La table 3.8 présente les caractéristiques hydrologiques de chaque période d'étude. Notons l'occurrence des crues de 1994 (trois épisodes de période de retour $T > 2$ ans, dont le pic de crue de janvier 1994 de $T > 10$ ans), puis le calme hydrologique de la période 1997–2008, et enfin l'hydrologie marquée de la période 2008–2010 avec deux épisodes de crue de $T > 2$ ans. Nous avons vu que le tronçon amont est situé immédiatement à l'aval du barrage de Cadarache (2 km), la chronique des débits déversés à Cadarache correspond donc aux débits entrants dans le tronçon. Le tronçon aval est situé à 37 km du barrage, mais les apports du bassin versant intermédiaire, correspondant principalement aux apports de l'Èze, sont négligeables. Nous considérons donc que les débits entrants dans ce tronçon aval correspondent aux débits déversés à Cadarache.

Période d'étude	Q_{max} (m ³ /s)	Nombre de jours où $Q > Q_c$	Volume écoulé tel que $Q > Q_c$ ($\times 10^8$ m ³)
1993–1998	2 331	57	17,8
1998–2003	273	129	5,42
2003–2005	240	15	0,452
2005–2008	1 400	67	13,8
2008–2009	891	5	2,15
2009–04/2010	1 213	6	2,09
04/2010–10/2010	1 156	16	3,37

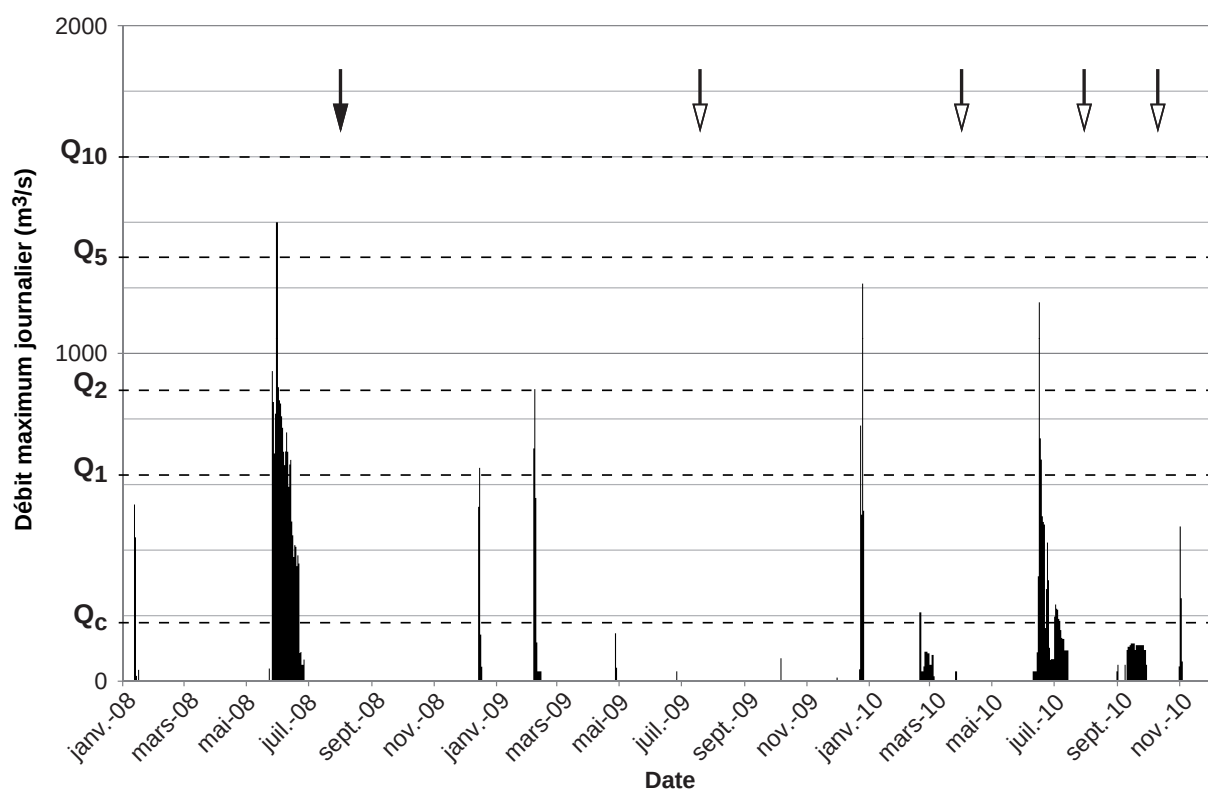
Table 3.8 : Caractéristiques hydrologiques de chaque période d'étude. Q est le débit moyen journalier déversé à Cadarache. Q_{max} est le débit maximal déversé à Cadarache pendant la période étudiée. Le seuil de mise en mouvement Q_c est pris égal à 170 m³/s.

Détermination de la vitesse d'érosion des berges

Nous avons réalisé un suivi topographique événementiel de la ligne de berge par GPS RTK (cf. tab.3.9). L'erreur associée au levé GPS de la ligne de berge est de 0,5 m en x , y et z . À partir des fonds photographiques disponibles (orthophotographies ou photographies aériennes, présentées dans la table 3.10) et des données topographiques obtenues, nous avons digitalisé les lignes de berge sur chacun des deux sites d'étude (cf. fig.3.13). La digitalisation a été réalisée sous ArcGIS à une échelle de 1:2000. Nous avons ensuite utilisé le logiciel DSAS (*Digital Shoreline Analysis System*, [Thieler *et al.*, 2008]) pour analyser les vitesses d'érosion des berges durant chaque période. Le logiciel DSAS nous fournit en sortie les érosions (ou accrétions) moyenne et maximale pour chaque sinuosité étudiée, durant les périodes considérées.



(a)



(b)

Figure 3.12 : Chronique des débits en Durance (a) entre 1993 et 2010 (débit moyen journalier déversé à Cadarache) et (b) entre 2008 et 2010 (débit maximum journalier déversé à Cadarache). Les flèches pleines indiquent les dates des orthophotographies utilisées, les flèches creuses les dates des suivis topographiques. Q_i est le débit de période de retour i ans (donnée banque Hydro). Q_c est le débit de début d'entraînement.

Campagne	Tronçon forme	amont (PK)			aval (PK)		
		202	205	206	237	239	239,5
Août 2009	banc	23/09	24/07 et 10/08	21/07	22/07	08/07	08/07
	berge	23/09	24/07 et 10/08	21 et 24/07	08/07	08/07	08/07
Octobre 2009	berge					16/10	16/10
	banc						
Avril 2010	banc	28/04	27/04	26/04	28/07	29/04	29/04
	berge	28/04	27/04	26/04	28/07	29/04	29/04
Août 2010	banc		28/07	12/08			
	berge		27/07	19/08			
Octobre 2010	banc	20/10	09/11		13/10	18/10	12/10
	berge	20/10		26/10	13/10	12/10	12/10

Table 3.9 : Synthèse des dates des campagnes de terrain ayant permis d’acquérir les données topographiques pour chacun des six sites d’étude. L’erreur associée au levé GPS de la ligne de berge est de 0,5 m en x , y et z . L’erreur associée au levé sur le banc est de 0,10 m en x et y , et de 0,15 m en z , respectivement.

Date	Description	Emprise géographique	Source
Juin 1993	Photo aérienne	L’Escale au Rhône	IGN
22/05–21/06/1998	BD Ortho	Département 13	CRIGE PACA
24/06–17/07/2000	BD Ortho	Département 04	CRIGE PACA
14/05–22/05/2003	BD Ortho	Département 13	CRIGE PACA
05/05–08/05/2005	BD Ortho	Département 84	CRIGE PACA
Août–oct. 2008	Photo aérienne	Espinasses au Rhône	Avion Jaune

Table 3.10 : Caractéristiques des photographies aériennes utilisées. L’erreur associée à la digitalisation des lignes de berge est estimée à 5 m.

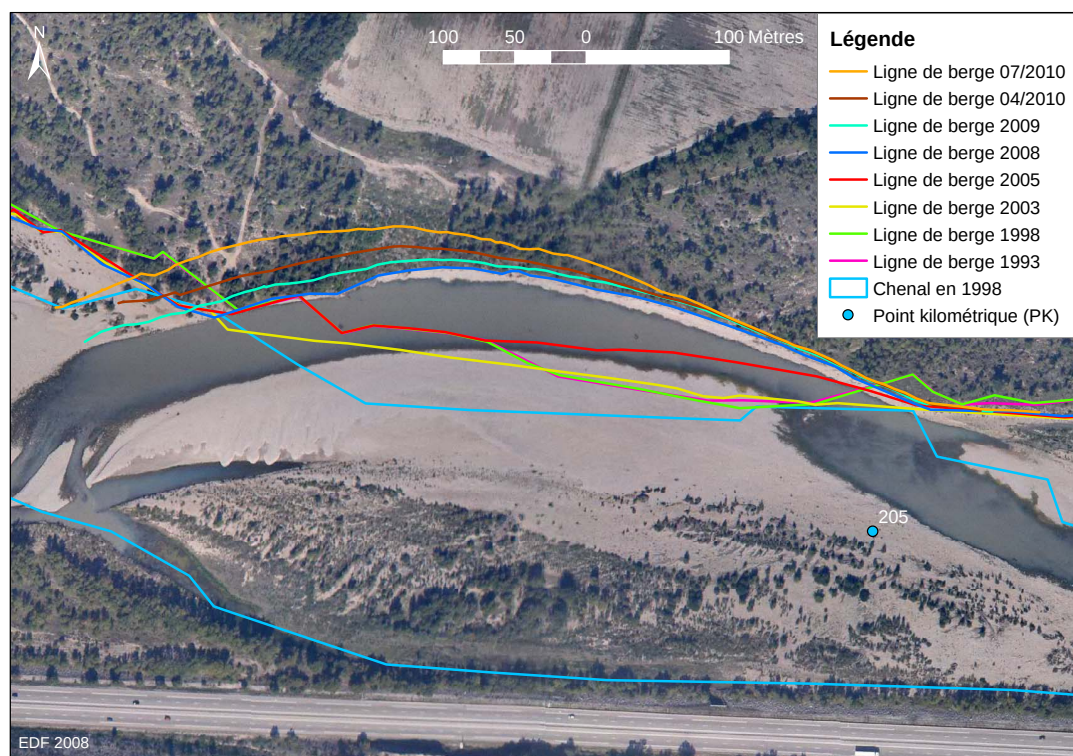


Figure 3.13 : Digitalisation du recul de berge au PK 205 pour les différentes dates disponibles.

3.3.3 Résultats

3.3.3.1 Influence de l'hydrologie sur la mobilité latérale

Les vitesses moyennes d'érosion latérale pour les six sites d'étude sont comprises entre 0 et 9 m/an, mais peuvent être très importantes à l'échelle de l'événement (le recul de berge sur les sites des PK 205 et 206 a atteint 30 m pour le seul épisode de crue du 16 juin 2010, soient des vitesses de 25,2 et 27,3 m/an pour la période 04/2010–08/2010) (cf. fig.3.14). Les événements étudiés correspondent à des volumes écoulés au-dessus du seuil de mise en mouvement compris entre $4,57 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ et $1,78 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, soit encore à une gamme de débits journaliers maxima compris entre 240 et 2331 m^3/s . À l'inverse de ce à quoi nous aurions pu nous attendre, nous n'observons pas de lien entre volume écoulé au-dessus du seuil de mise en mouvement et vitesse moyenne d'érosion latérale de la berge. D'autres grandeurs caractéristiques de l'hydrologie (le débit maximum écoulé, le nombre de jours où le seuil d'entraînement a été dépassé) ont été testées, mais ne permettent pas une meilleure explication de la mobilité observée.

3.3.3.2 Influence de la géométrie de la sinuosité sur la mobilité latérale

Ainsi le volume écoulé au-dessus du seuil d'entraînement n'est pas le seul facteur à intervenir pour expliquer la mobilité latérale d'une sinuosité. Nous présentons dans la figure 3.15 la vitesse moyenne d'érosion V_e en fonction du rayon de courbure r_c (normalisés par la largeur du chenal en eau w). Les résultats obtenus sont cohérents avec ceux d'autres auteurs sur 21 rivières canadiennes [Hickin et Nanson, 1975, Hickin et Nanson, 1984] et sur la Sacramento [Larsen *et al.*, 2006]. Il existe un optimum entre mobilité latérale et géométrie de la sinuosité : plus le chenal est sinueux (rapport r_c/w fort), plus la vitesse d'érosion rapportée à la largeur du chenal est importante, mais cette tendance s'inverse pour un rapport r_c/w de l'ordre de 3 [Nanson et Hickin, 1986]. Dans la mesure où, à débit liquide égal, la géométrie de la sinuosité conditionne la géométrie de l'écoulement, l'existence d'un optimum entre mobilité latérale et géométrie de la sinuosité pourrait signifier qu'un rapport r_c/w de l'ordre de 3 correspond à une optimisation de l'évacuation du débit liquide.

Les points obtenus sur le site du PK 239,5 (cf. points triangulaires sur la figure 3.15) sont atypiques, ce qui peut s'expliquer par l'ajustement du lit suite à la capture de gravière juste en amont, survenue en janvier 1994 et qui a profondément perturbé le système. La géométrie particulière du chenal conduit à une incidence moindre de l'écoulement sur la berge, diminuant ainsi son pouvoir érosif : le rayon de courbure est donc plutôt surestimé par rapport à un cas de sinuosité « libre ». Deux autres points sont atypiques, déjà mis en évidence (cf. fig.3.14), ils correspondent aux points obtenus aux PK 205 et 206 pour la crue du 16 juin 2010. Du fait de la période d'observation réduite (3 mois, cf. tab.3.9), les vitesses d'érosion sont largement surestimées.

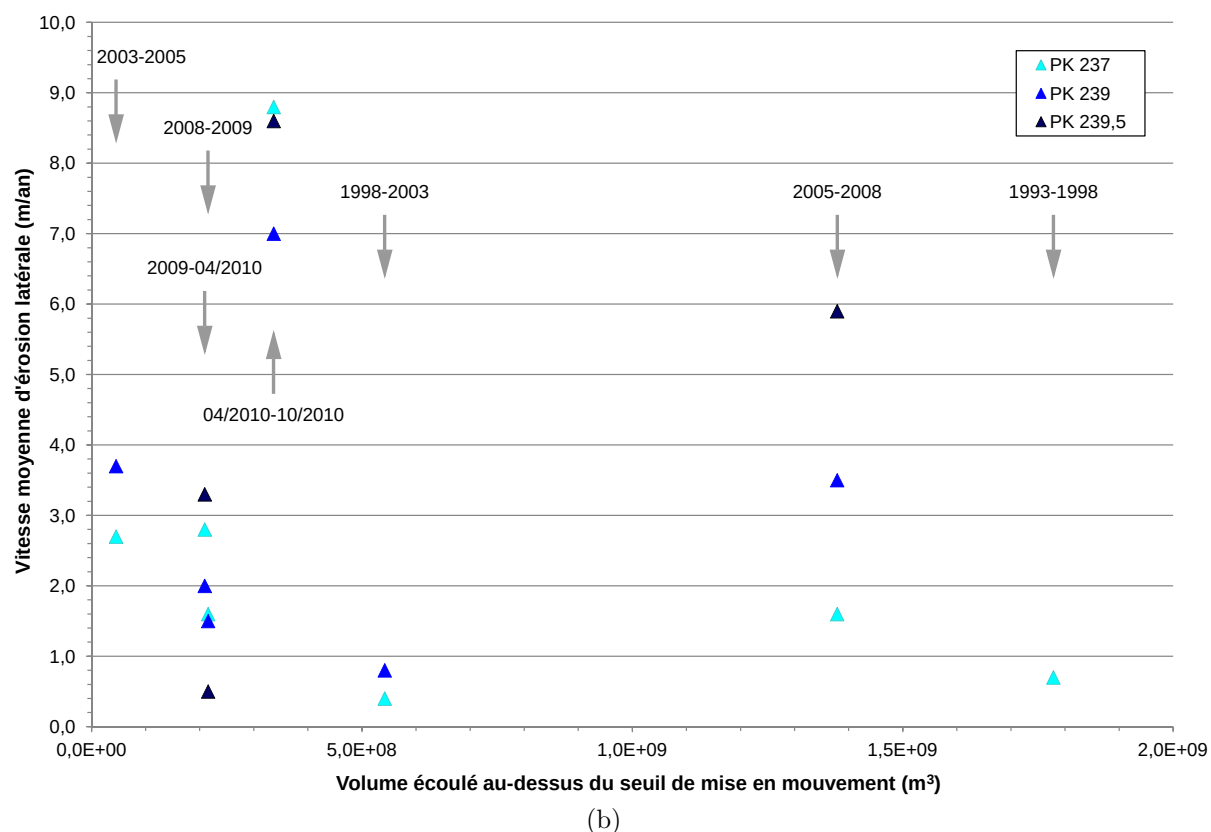
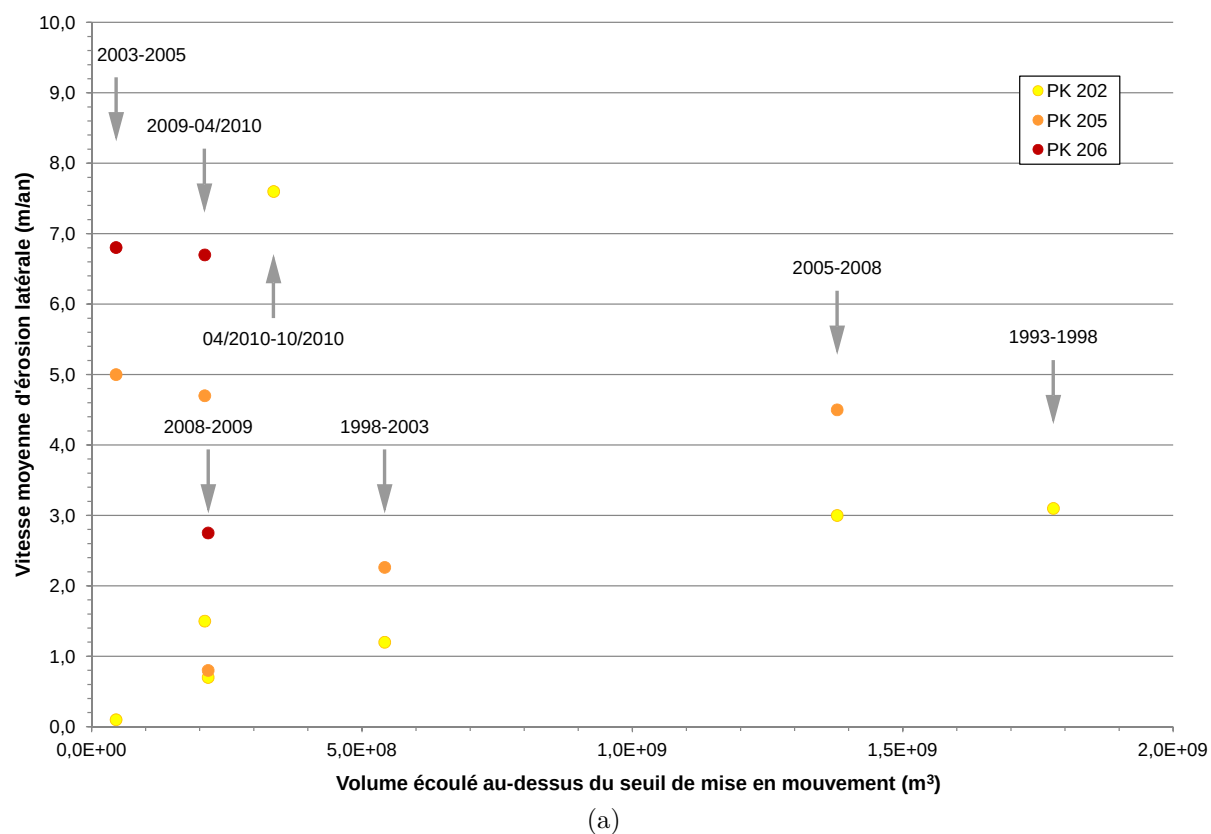


Figure 3.14 : Vitesse moyenne d'érosion latérale des berges en fonction du volume liquide écoulé pour chaque période étudiée (indiquée par une flèche). (a) Pour les sites localisés à l'aval du barrage de Cadarache (PK 202 à 206). Les érosions des berges aux PK 205 et 206 pour la période 04/2010–08/2010 ne sont pas incluses dans le graphique, car surestimées du fait de la faible période d'étude : elles sont respectivement de 25,2 et 27,3 m/an pour cette période. (b) Pour les sites localisés à l'aval des souilles de Pertuis (PK 237 à 239,5).

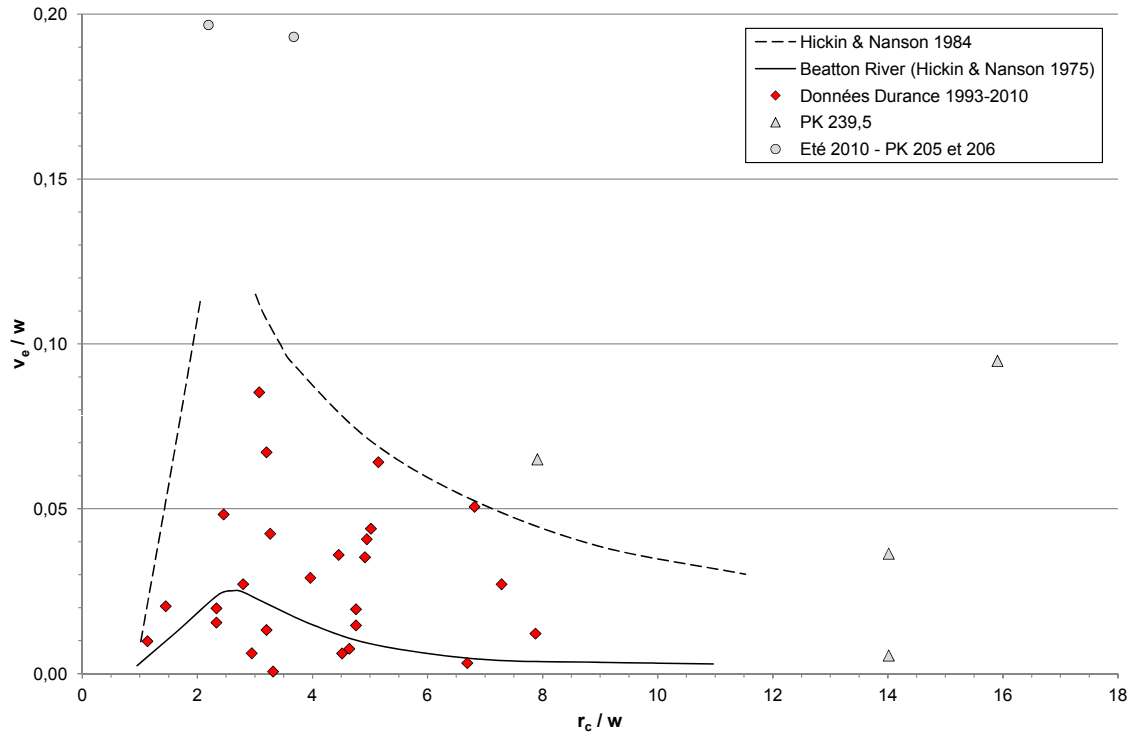


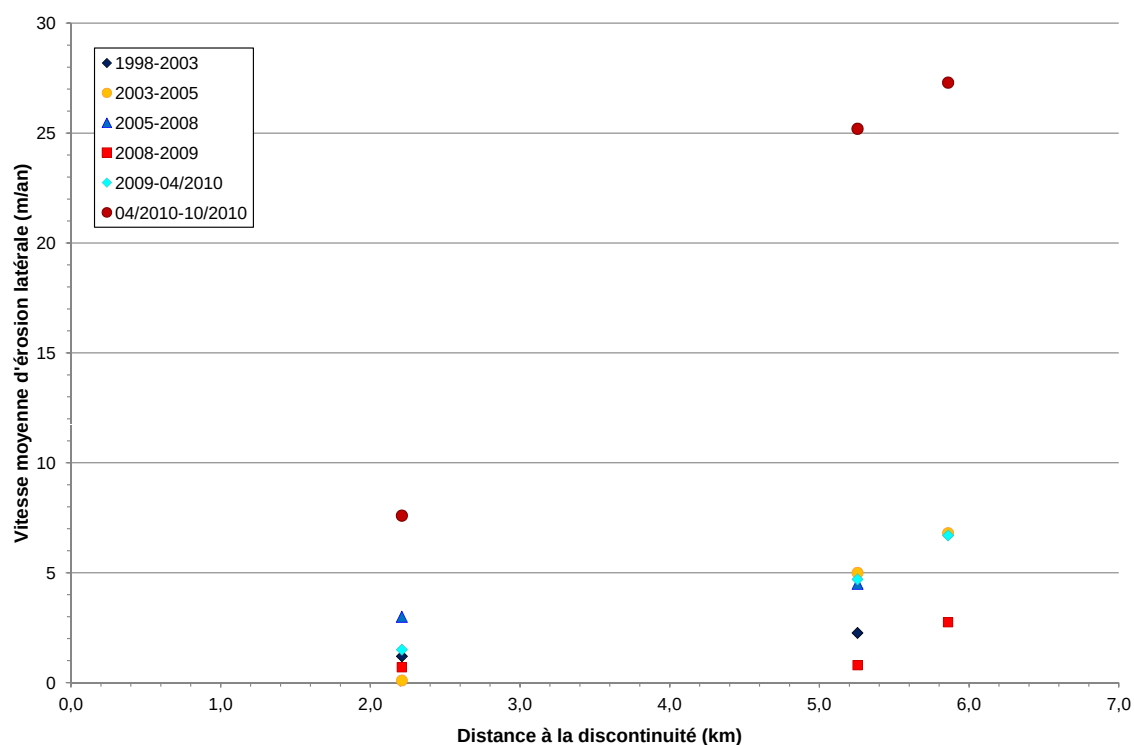
Figure 3.15 : Vitesse moyenne d'érosion v_e en fonction du rayon de courbure r_c (normalisés par la largeur du chenal en eau w). Sont présentées également les courbes obtenues par [Hickin et Nanson, 1975] et [Hickin et Nanson, 1984], reprises par [Larsen et al., 2006]. Les points atypiques sont expliqués dans le texte.

3.3.3.3 Influence d'une discontinuité du transit sur la mobilité latérale

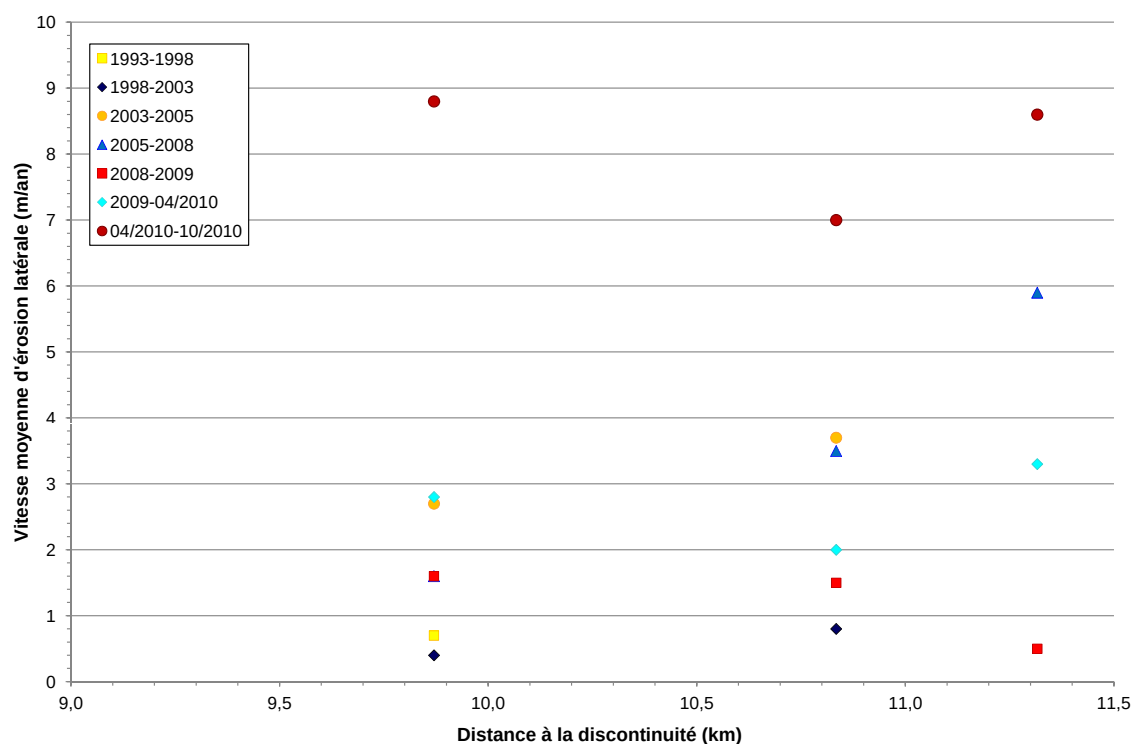
Afin de déterminer l'influence des apports solides amont sur la mobilité latérale du chenal, nous nous plaçons à l'aval immédiat d'une discontinuité sédimentaire (le barrage de Cadarache, pour les sites situés aux PK 202 à 206) et à une distance plus grande de la discontinuité (les souilles de Pertuis, pour les sites des PK 237 à 239,5). Nous pouvons observer qu'à l'aval immédiat de la discontinuité, *i.e.* pour les sites des PK 202 à 206, il existe une forte relation entre vitesse moyenne d'érosion latérale et distance à la discontinuité (cf. fig.3.16(a)). À l'inverse cette relation n'existe pas pour les sites des PK 237 à 239,5 (cf. fig.3.16(b)). Nous pouvons expliquer cette absence de relation par le fait que ces sinuosités sont situées trop à l'aval de la discontinuité (les souilles de Pertuis) pour être influencées par cette dernière.

3.3.4 Discussion

Il apparaît que l'influence de l'hydrologie sur la mobilité latérale du chenal est complexe. Nous pouvons avancer l'hypothèse selon laquelle c'est la sinuosité située la plus à l'amont qui est influencée de manière la plus significative par l'hydrologie ; puis lorsqu'on se déplace vers l'aval, les apports des sinuosités amont viennent perturber le signal mobilité-hydrologie. Cette hypothèse de fonctionnement n'est valable que parce que nous nous situons immédiatement à l'aval d'une interruption du transit sédimentaire. Or cette hypothèse est basée uniquement sur le tronçon amont, et demanderait donc à être confirmée par d'autres me-



(a)



(b)

Figure 3.16 : Vitesse moyenne d'érosion latérale des berges en fonction de la distance à la discontinuité étudiée pour chaque période d'étude. (a) Pour les sites localisés à l'aval du barrage de Cadarache (PK 202 à 206). (b) Pour les sites localisés à l'aval des souilles de Pertuis (PK 237 à 239,5).

sures. C'est ce que nous avons réalisé sur la première sinuosité « libre » située immédiatement à l'aval du seuil 6 bis (soit au PK 230,5). Nous présentons les résultats obtenus sur les deux

sinuosités situées immédiatement à l'aval des deux discontinuités étudiées (cf. fig.3.17) : le barrage de Cadarache et les souilles de Pertuis (soient respectivement les sinuosités situées aux PK 202 et 230,5).

Nous observons effectivement une relation positive entre surface érodée et hydrologie pour ces deux sites, qui sont les premières sinuosités immédiatement à l'aval de l'interruption du transit sédimentaire : le signal est plus net en fonction du débit journalier maximum déversé à Cadarache (les coefficients de corrélation sont respectivement de 0,72 et 0,34 pour les PK 202 et 230,5). En l'absence d'apports amont, il semblerait donc que la mobilité d'une sinuosité soit corrélée positivement avec le débit. Pour une même sinuosité, la variabilité liée à l'hydrologie peut être importante : pour un même volume écoulé au-dessus du seuil de début d'entraînement, la vitesse d'érosion de berge associée peut être variable d'un facteur allant de 1 à 4 (cf. fig.3.14). C'est donc une confirmation que les autres facteurs de contrôle de la mobilité des formes (géométrie de la sinuosité, apports solides amont) jouent un rôle important, en particulier la géométrie du chenal. Si elle est une résultante d'un fonctionnement précédent, elle structure l'écoulement et conditionne donc les modalités de la mobilité de la macroforme liée à l'événement considéré.

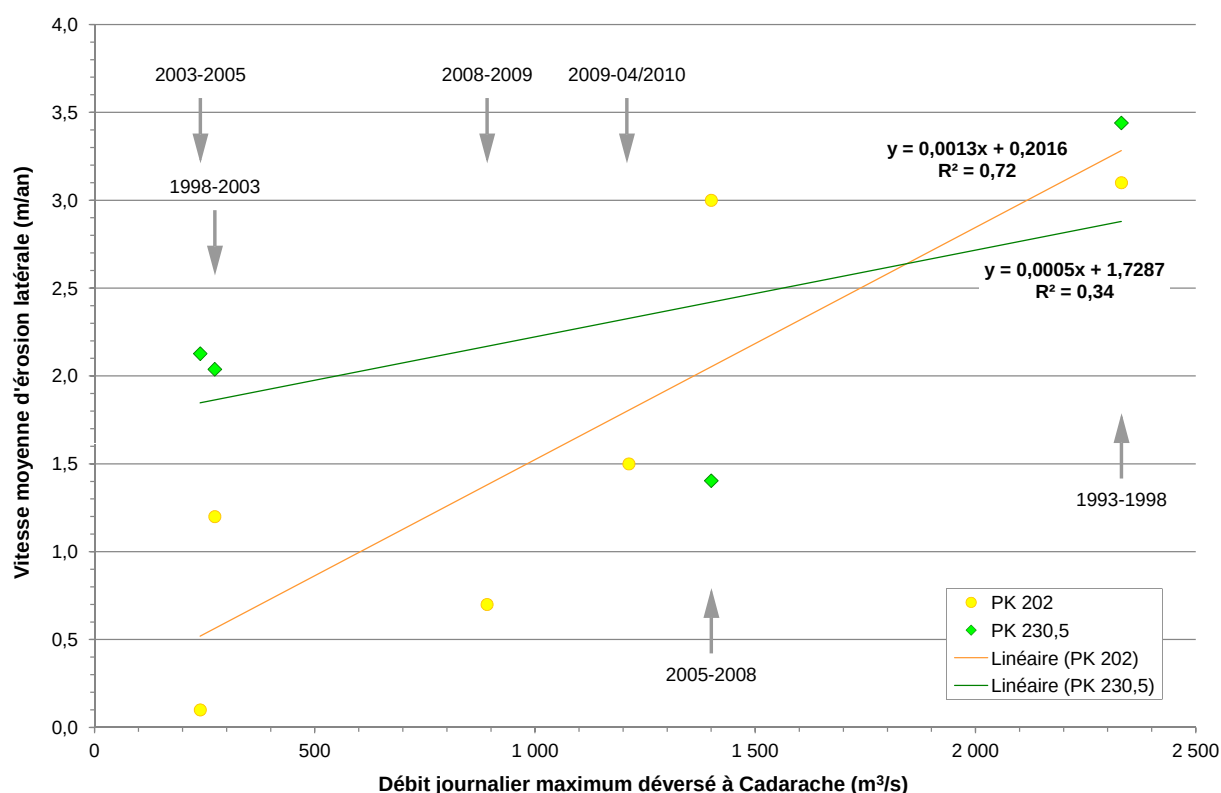


Figure 3.17 : Vitesse moyenne d'érosion latérale des berges situées aux PK 202 et 230,5 en fonction du débit journalier maximum déversé à Cadarache pour chaque période étudiée.

En synthétisant les résultats obtenus concernant chacun des facteurs de contrôle de la mobilité latérale étudiés (l'hydrologie, la géométrie de la sinuosité et les apports de matériaux grossiers provenant de l'amont), nous pouvons proposer le schéma de fonctionnement suivant. Après une « amorce » de la mobilité de la sinuosité amont contrôlée principalement par l'hydrologie, les apports sédimentaires amont conduisent à une augmentation de la mobilité

latérale pour les sinuosités plus à l'aval. Ce schéma est compatible avec les observations d'une mobilité accrue à l'aval des confluences en moyenne Durance (cf. fig.3.5 et 3.6). Mais dans le cas de ces dernières, les apports amont sont aussi bien liquides que solides, conduisant sans doute à complexifier les modalités de la mobilité latérale du chenal.

Il n'en reste pas moins que les processus à l'origine de la mobilité des formes fluviales, et en particulier des nappes de charriage, font encore l'objet de recherches [Nelson *et al.*, 2009, Recking, 2009, Frey et Church, 2010].

3.4 Mobilité des formes fluviales, application à l'estimation de la recharge et des flux sédimentaires

3.4.1 Introduction

3.4.1.1 Dynamique des formes fluviales et échelles d'étude

Érosion latérale et remaniement du stock alluvial

Les produits de l'érosion constituent une source de matériaux sédimentaires susceptibles d'être transportés par le système fluvial. Il s'agit le plus souvent d'un remaniement du stock alluvial du système actuel, sauf dans le cas d'érosion latérale d'une zone ne faisant pas partie de la zone de divagation historique du cours d'eau, ou dans le cas d'une incision du substrat (dans ce dernier cas, l'érosion latérale permet une recharge du système en matériaux si les terrasses érodées sont situées au-dessus du niveau moyen des bancs en regard). Ce remaniement interne du stock correspond à deux sous-types [Malavoi *et al.*, 2011] :

- le stock disponible dans le lit mineur lui-même, généralement en transit progressif vers l'aval (macroformes alluviales et fond du lit) ; Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] décrivent les nappes de charriage (et par extension les bancs), faisant partie du stock disponible dans le lit mineur, comme les éléments clefs de la dynamique des transferts sédimentaires ;
- le stock du lit majeur et des terrasses, injecté progressivement dans le cours d'eau par les processus d'érosion latérale, qui ne correspond à une recharge du système en matériaux que si les terrasses érodées sont « perchées ».

Échelles d'étude de la mobilité des formes fluviales

Le remaniement des stocks alluviaux situés dans le lit actif, ou dans le lit majeur, se produit à des échelles de temps et d'espace différentes [Gautier *et al.*, 2009]. Les études portant sur les évolutions morphologiques des formes fluviales sont généralement de deux types :

- des études globales sur de longues périodes ;
- des études localisées à court terme.

Or la mobilité latérale des cours d'eau est généralement étudiée dans une logique de gestion du territoire. La vallée alluviale a souvent été historiquement occupée par les hommes (agriculture, voie de communication...), ce qui engendre une compétition pour l'espace du fond de vallée. Ainsi dans le cas où le cours d'eau est considéré dans son ensemble, pour une gestion spatiale globalisée (cartographie des zones d'inondabilité, du risque d'érosion des berges, cf. [Winterbottom *et Gilvear*, 2000, SIEE, 2007]), les études portent sur des échelles de temps longues (quelques décennies au minimum). D'autres études, plus locales (boucle de méandre, sinuosité), s'intéressent à l'évolution de la forme fluviale à court terme (une dizaine d'années), souvent à cause de la proximité immédiate d'enjeux ciblés (cf. [Clayton *et Pitlick*, 2007, O'Neal *et Pizzuto*, 2011, Bartholdy *et Billi*, 2002]). Mais peu d'études s'intéressent

à la mobilité des berges en tant que formes (dans le sens d’une comparaison inter-formes), et peu d’études intègrent les différentes échelles spatiales lorsqu’elles considèrent l’évolution d’une forme (la berge, le banc) [Clayton, 2010].

3.4.1.2 Flux sédimentaires et mesure de la mobilité des formes fluviales

La gestion des flux sédimentaires grossiers nécessite une connaissance préalable de ces flux. Or « il est très difficile de mesurer, et plus encore de prédire, la vitesse de propagation de la charge alluviale de fond » [Malavoi *et al.*, 2011].

Les données disponibles concernant les flux sédimentaires grossiers portent généralement sur des « mesures de vitesses de particules élémentaires alors qu’il importe plus, en matière de gestion des sédiments, de connaître la vitesse de propagation des macroformes » [Malavoi *et al.*, 2011].

Il est certain que la dynamique des formes fluviales est liée à la dynamique des particules sédimentaires qui les composent, en particulier dans le lit actif. En l’absence de mesures directes de la mobilité des macroformes, les mesures des déplacements individuels des particules sédimentaires (cf. tab.3.11) constituent un moyen intéressant pour, *a minima*, connaître les ordres de grandeur à considérer pour un système fluvial. Il est alors intéressant de qualifier, voire même de quantifier le lien entre mobilité des particules et mobilité des formes. Mais souvent, les études de la mobilité individuelle des particules portent sur de courtes périodes, il est donc difficile d’extrapoler les résultats sur des échelles de temps plus longues [Gautier *et al.*, 2009].

Rivière	Classe granulométrique	Distance parcourue	Référence
La Rulles–Ardenne	9 à 12 mm	3,3 km/siècle	[Sluse et Petit, 1998]
Hérault	galets	20 km/siècle	[Tricart et Vogt, 1967]
Isère	galets	10 km/siècle	[Salvador, 1991]
Ourthe	galets	1,8–2,3 km/siècle	[Petit et Houbrechts, 2003]

Table 3.11 : Quelques données sur la vitesse de propagation des alluvions grossières (adapté d’après [Gautier *et al.*, 2009, Malavoi *et al.*, 2011].

Outre la mesure de la vitesse des particules sédimentaires grossières, une autre approche de la mesure de la mobilité des macroformes consiste à étudier les vitesses de réengrèvement de souilles en lit mineur ou de retenues de barrages (observations de la Compagnie Nationale du Rhône sur l’aménagement de Donzère entre 1952 et 1956 [Sogreah, 2000], constat du réengrèvement de la gravière de la Roque-d’Anthéron sur la Durance, observations de l’engrèvement du lac du Motty sur le Drac entre 1928 et 1930 [Walther, 1936]...). Sous réserve que l’engrèvement soit uniquement du fait des matériaux grossiers, la vitesse annuelle des matériaux $v_{matériaux}$ est estimée à partir de la formule 3.4 qui se base sur les observations des volumes annuels charriés V_s , une hypothèse sur l’épaisseur de matériaux mobilisés $e_{mobilisée}$ et la largeur de la bande active l_{BA} basée sur les observations de terrain. Cette approche n’a

pas pour vocation à quantifier la vitesse des matériaux de manière précise, mais uniquement de donner un ordre de grandeur cohérent avec les différentes observations réalisées sur les systèmes.

$$v_{\text{matériaux}} = \frac{V_s}{e_{\text{mobilisée}} \times l_{BA}} \quad (3.4)$$

Certains auteurs [Gomez *et al.*, 1989] ont également tenté de caractériser la mobilité des formes *via* la distribution de fréquence des taux de transport de la charge grossière associés à la migration des macroformes. Plus généralement, certains auteurs [Hoey et Sutherland, 1991, Carling *et al.*, 1998, Ham et Church, 2000] ont tenté de relier taux de transport de la charge grossière (*pulses* ou « pulsations ») et morphologie du chenal. En particulier Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009] ont mis en évidence que la remobilisation annuelle des matériaux constitutifs des bancs est comparable avec les taux de transfert de charge le long du chenal, ce qui indique que peu de sédiments passent les bancs sans s’y déposer, mais sans doute également que la mobilité des sédiments en système divagant correspond à un transfert de matériaux de forme à forme.

3.4.1.3 Enjeux et objectifs

La mobilité latérale des formes fluviales se traduit par des flux sédimentaires au niveau du système fluvial. Un des enjeux du Contrat de Rivière du Val de Durance est la gestion des flux sédimentaires grossiers à l’échelle du réseau hydrographique. Le contrat prévoit notamment la réalisation d’un programme de recharge sédimentaire par des actions de remobilisation de terrasses hautes [Couvert *et al.*, 2008b].

La quantification des volumes érodés et déposés sur un tronçon, et en particulier leur différentiel, permet de caractériser la capacité du cours d’eau à maintenir les conditions d’écoulement en période de crue.

De plus, la mesure des changements morphologiques du chenal peut être utilisée pour estimer le taux de transfert sédimentaire [Ham et Church, 2000], dans la mesure où la morphologie du chenal est une conséquence directe du transfert sédimentaire [McLean et Church, 1999]. Cette approche est complémentaire des autres estimations disponibles concernant le transport sédimentaire, basées sur des formules de transport solide ou sur des mesures directes du transport [Martin et Church, 1995, McLean et Church, 1999].

Ainsi, en termes de gestion, la quantification des volumes remobilisés lors de l’érosion de berge et déposés sur les bancs permettrait d’estimer le potentiel de recharge en matériaux grossiers associé à l’érosion de berge et de qualifier le gain en charge grossière « réelle » au sein du chenal actif.

3.4.2 Sites d'étude et méthodes

3.4.2.1 Sites d'étude

La zone d'étude est la même que précédemment (cf. parag. 3.3.2.1), constituée de deux tronçons mobiles, situés à l'aval du barrage de Cadarache (sites des PK 202, 205 et 206), et à l'aval des souilles de Pertuis (sites des PK 237, 239 et 239,5) (cf. fig. 3.10). Chaque tronçon correspond à une sinuosité amont (PK 202 et 237), puis à l'enchaînement de deux sinuosités aval (PK 205–206 et PK 239–239,5). Les deux tronçons, dont la pente est comprise entre 2,01 et 3,32 ‰, sont plutôt en phase d'incision, à part la sinuosité du PK 237 qui montre un léger engrèvement (cf. fig. 3.11).

3.4.2.2 Méthodologie

Caractérisation des berges étudiées

Les six sites étudiés présentent des matériaux de surface dont le diamètre médian varie de 37 à 59 mm pour les matériaux des bancs, et de 49 à 80 mm pour les matériaux des pieds de berge (cf. tab. 3.12). Les berges présentent des hauteurs variables, comprises entre 2,6 et 4,1 m au-dessus du fond du chenal. Elles présentent des lentilles de matériaux fins et une couche de matériaux fins sur le haut de berge, sur une épaisseur variant de 0,3 à 1,0 m. (cf. fig. 3.18). Ces matériaux fins sont des limons et des sables : leur diamètre médian varie de 0,013 à 0,062 mm (cette valeur est calculée sur la fraction inférieure à 2 mm).

Tronçon	amont			aval		
PK du site d'étude	202	205	206	237	239	239,5
Pente moyenne du chenal (‰)	2,43	2,01	2,63	3,32	2,78	2,26
Largeur de la bande active (m)	116	130	136	145	105	137
D_{50} du banc (mm)	59,0	43,2	37,3	41,7	55,7	37,5
D_{50} du pied de berge (mm)	65,9	49,1	60,4	79,9	56,8	67,9
D_{50} de la fraction fine (mm)	0,062	0,033	0,022	0,013	0,042	0,036
Hauteur de berge (m)	4,1	3,1	3,5	3,4	2,6	2,6
Épaisseur de la fraction fine (m)	1,0	0,7	0,4	2,5	0,3	0,3

Table 3.12 : Caractérisation des berges étudiées. Les berges sont constituées de matériaux fins et grossiers. Les données granulométriques de surface du pied de berge et du banc en regard ont été obtenues par échantillonnage Wolman à 400 particules (cf. [Wolman, 1954] in [Bunte et Abt, 2001]). La granulométrie de la fraction fine (fraction inférieure à 2 mm) a été obtenue par granulométrie laser à partir de prélèvements de la partie haute de la berge. Les berges du tronçon amont (PK 202 à 206) présentent une végétation herbacée, arbustive et arborée, tandis que les berges du tronçon aval (PK 237 à 239,5) présentent une végétation herbacée et arbustive uniquement.

Nous avons également réalisé des mesures de porosité sur le banc de la sinuosité du PK 205. Ces mesures nous donnent une porosité η de 0,18 et une masse volumique apparente des matériaux de subsurface $\rho_{app-subsurface}$ de $2,2 \cdot 10^3$ kg/m³. Cette valeur est supérieure à



(a) PK 202



(b) PK 205



(c) PK 206



(d) PK 237



(e) PK 239



(f) PK 239,5

Figure 3.18 : Photographies des berges étudiées.

celle utilisée par Lefort [Lefort, 2005]. La masse volumique des graviers ρ_{graviers} est par ailleurs considérée comme égale à 2 650 kg/m³.

Suivi topographique et hydrologie

Les différentes campagnes de terrain ayant permis d'acquérir les données topographiques des bancs et des berges des six sites étudiés ont été présentées dans la table 3.9. À partir des relevés GPS RTK à deux dates différentes, nous avons ensuite réalisé un modèle numérique de terrain (MNT) différentiel pour chaque période étudiée : 08/2009–04/2010, 04/2010–10/2010, et éventuellement 08/2010–11/2010 pour les sites situés aux PK 205 et 206. Ces MNT différentiels nous permettent de dégager les volumes déposés et érodés au cours de chaque période considérée. L'erreur associée au relevé GPS étant de 0,15 m en z , nous avons considéré que les changements morphologiques compris entre -0,15 m et +0,15 m sur le banc n'étaient pas significatifs. Le calcul des volumes érodés correspondants aux relevés ont été calculés avec une marge d'erreur de 0,5 m en x , y et z pour tenir compte de la variabilité spatiale locale de la ligne de berge. À partir de ces données GPS, nous avons également réalisé la digitalisation du recul de berge pour la période 04/2010–10/2010, ce qui nous permet d'obtenir la surface de berge érodée lors de l'épisode de crue du 16 juin 2010. L'hydrogramme correspondant à la période d'étude est présenté en figure 3.19.

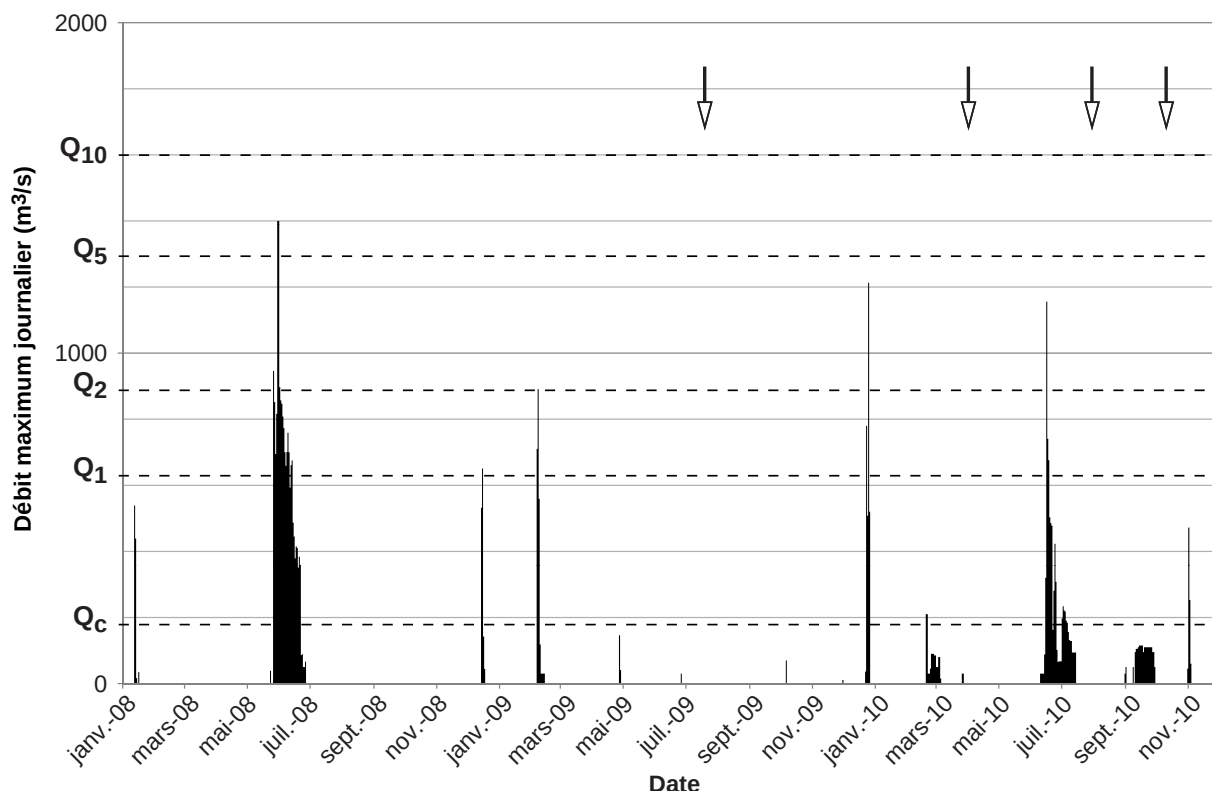


Figure 3.19 : Chronique des débits en Durance entre 2008 et 2010 (débit maximum journalier déversé à Cadarache). Les flèches indiquent les dates des suivis topographiques, Q_i le débit de période de retour i ans (donnée banque Hydro). Q_c est le débit de début d'entraînement.

Calcul des volumes érodés, déposés et charriés

En ce qui concerne le calcul des volumes érodés et déposés, d'après les observations de terrain nous faisons les hypothèses suivantes :

- la berge correspond à un dépôt hérité d'un précédent fonctionnement, donc les matériaux « dans la masse » de la berge (hors couche de sédiments fins, déposés au-dessus des graviers ou intercalés sous forme de lentilles, donc les matériaux correspondant aux graviers+matrice) ont la même composition granulométrique que les matériaux de subsurface du banc ;
- il n'y a pas de dépôt significatif de matériaux fins sur le banc ;
- la cote moyenne du banc est située à environ 2 m au-dessus du fond du chenal (hypothèse cohérente avec les levés GPS).

Le premier point conduit d'une part à la relation 3.5 : la masse volumique des graviers+matrice $\rho_{\text{graviers+matrice}}$ est identique à la masse volumique apparente des matériaux de subsurface $\rho_{\text{app-subsurface}}$. D'autre part, la proportion de graviers d'un diamètre supérieur à 8 mm pour les matériaux de subsurface du banc (p_g) est identique aux matériaux « dans la masse » de la berge.

$$\rho_{\text{graviers+matrice}} = \rho_{\text{app-subsurface}} \quad (3.5)$$

Concernant l'érosion de la berge, nous pouvons distinguer d'une part le volume de sédiments fins remobilisés, et d'autre part le volume de matériaux grossiers. Cependant ce volume de matériaux érodés comporte une part non négligeable de matrice fine. L'estimation de la part relative de ces sédiments fins est basée sur des mesures de granulométries dans la masse effectuées en 2007 et 2008 dans le cadre du suivi morphologique de la basse Durance réalisé par Sogreah [MRE et Sogreah, 2010]. Après traitement de ces données brutes, nous obtenons un diamètre médian de subsurface de 37,5 mm (cf. fig.3.20) et une proportion (p_g) de graviers d'un diamètre supérieur à 8 mm de 87,4 % (en masse). Le volume de sédiments grossiers (graviers ou plus gros) V_{graviers} peut être estimé par la formule 3.6 à partir du volume de matériaux de subsurface $V_{\text{subsurface}}$.

$$V_{\text{graviers}} = p_g \times V_{\text{subsurface}} \times \frac{\rho_{\text{app-subsurface}}}{\rho_{\text{graviers}}} \quad (3.6)$$

De même nous estimons le flux volumique (entrant-sortant) de graviers ayant transité par charriage au cours de la période étudiée en ôtant le volume déposé sur le banc (que nous considérons constitué de graviers+matrice) au volume total de graviers+matrice remobilisé lors de l'érosion de berge, puis en appliquant la relation 3.6 [McLean et Church, 1999].

Afin de caractériser le volume de graviers érodé participant potentiellement à la recharge sédimentaire, nous considérons qu'il correspond au volume de graviers érodé au-dessus de la cote moyenne du banc en regard [Couvert *et al.*, 2008b] (cf. fig.3.21). En retranchant au volume total érodé, d'une part, le volume de sédiments fins érodé, et d'autre part, le volume de graviers+matrice érodé en dessous de la cote moyenne du banc en regard, nous

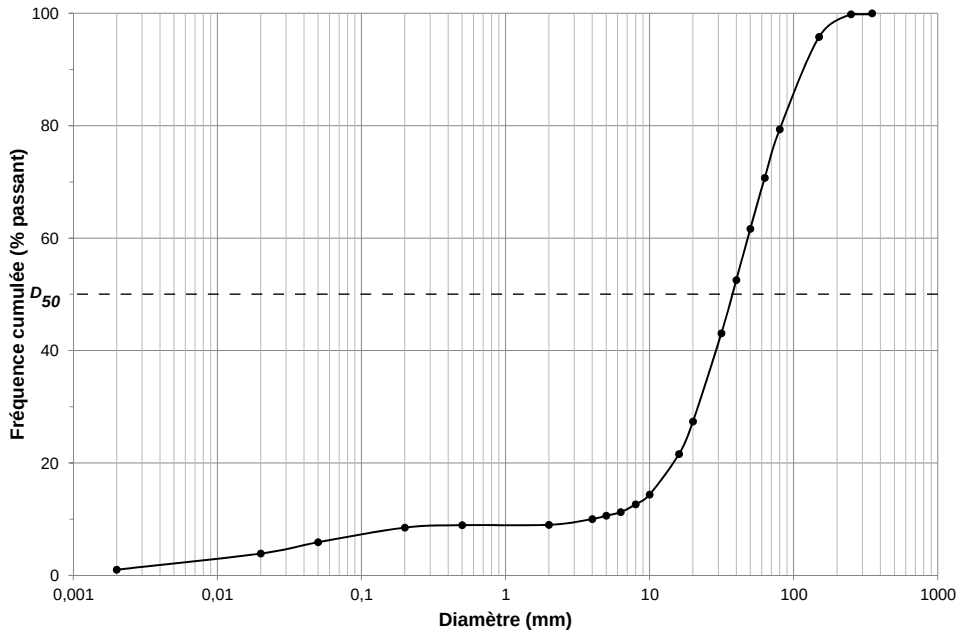


Figure 3.20 : Distribution granulométrique de subsurface des matériaux duranciens.

obtenons le volume de graviers+matrice érodé au-dessus de la cote moyenne du banc. En appliquant la relation 3.6, nous pouvons ainsi estimer un volume de graviers $V_{\text{érodé}}_{\text{graviers}}$, issus de l'érosion de la berge et participant à la recharge sédimentaire à partir du volume érodé de matériaux « dans la masse » de graviers+matrice $V_{\text{érodé}}_{\text{graviers+matrice}}$ (cf. fig.3.21 et éq.3.7) :

$$V_{\text{érodé}}_{\text{graviers}} = p_g \times V_{\text{érodé}}_{\text{graviers+matrice}} \times \frac{\rho_{\text{graviers+matrice}}}{\rho_{\text{graviers}}} \quad (3.7)$$

avec :

- $V_{\text{érodé}}_{\text{graviers}}$ le volume de graviers participant à la recharge sédimentaire ;
- $p_g = 87,4 \%$ la proportion de graviers dans les matériaux « dans la masse » de la berge ;
- $V_{\text{érodé}}_{\text{graviers+matrice}}$ le volume de graviers+matrice remobilisé lors de l'érosion de berge ;
- $\rho_{\text{graviers+matrice}} = 2,2 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ la masse volumique apparente des matériaux « dans la masse » de la berge ;
- $\rho_{\text{graviers}} = 2650 \text{ kg/m}^3$ la masse volumique des graviers.

3.4.3 Résultats

3.4.3.1 Bilans volumiques associés à la mobilité des formes

Pour chacun des six sites étudiés, nous avons réalisé les MNT différentiels correspondants aux périodes 08/2009–04/2010, 04/2010–10/2010, et 08/2010–11/2010 pour les sites des PK 205 et 206. À titre d'exemple, nous présentons en figure 3.22 les résultats obtenus aux sinuosités des PK 202 et 239 pour la période 09/2009–04/2010. Sur ces figures, nous observons que l'érosion se produit essentiellement sur la berge, au niveau de sa partie aval, et que le dépôt s'effectue essentiellement sur le banc, à proximité du chenal.

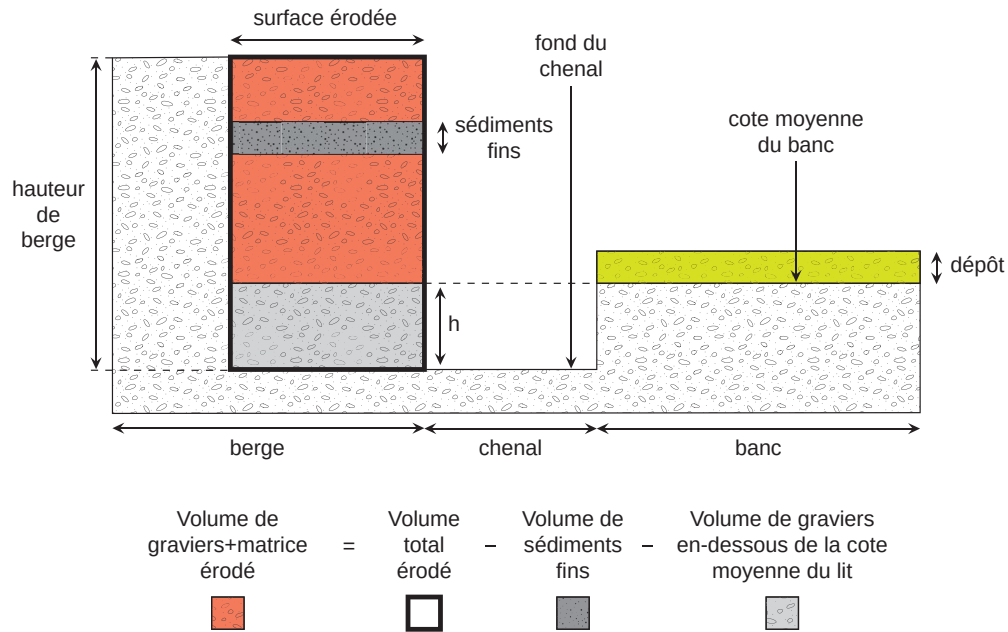


Figure 3.21 : Principe de l'estimation d'un volume de graviers participant à la recharge sédimentaire suite à une érosion de berge. h correspond à la hauteur moyenne du banc.

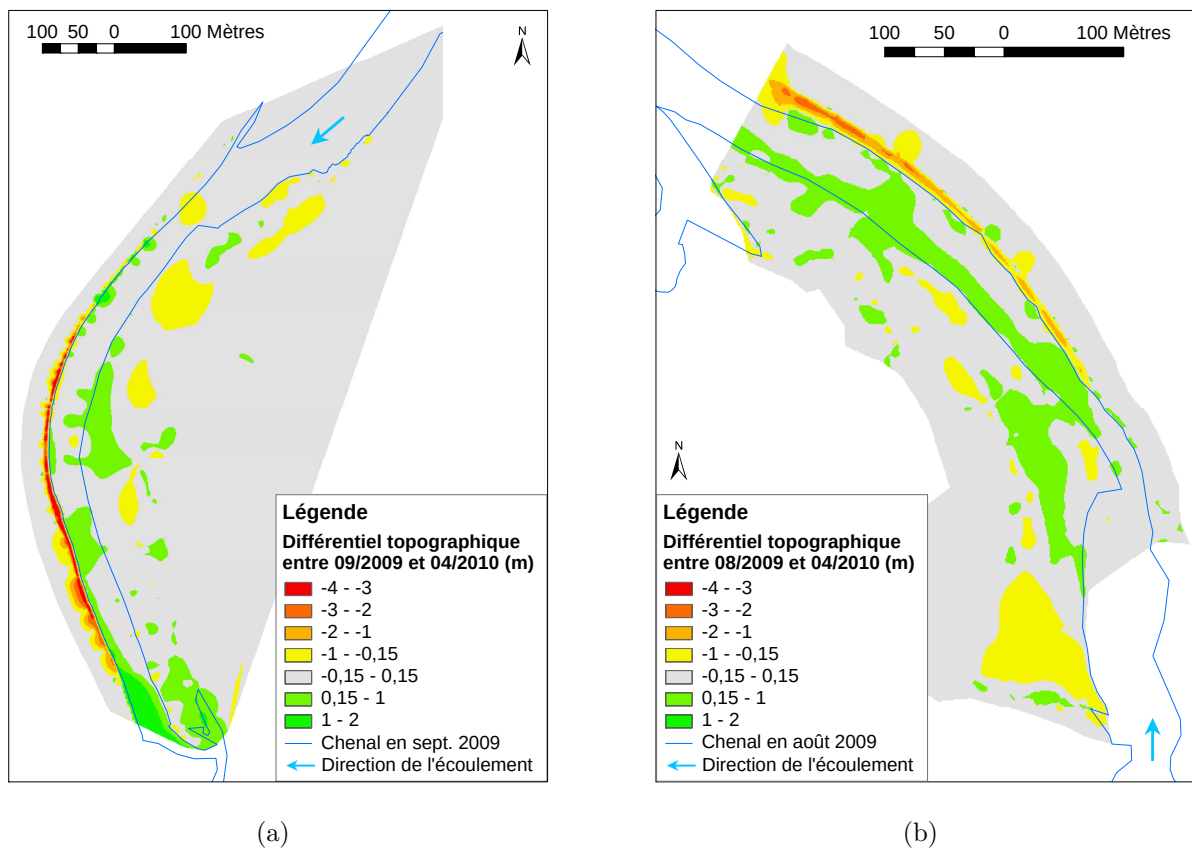


Figure 3.22 : Différentiels topographiques entre septembre 2009 et avril 2010 (a) pour la sinuosité située au PK 202, et (b) pour la sinuosité située au PK 239.

Les résultats obtenus en termes de volumes érodés et déposés pour chacun des sites sont présentés respectivement dans les tables 3.13 et 3.14 pour les périodes 08/2009–04/2010 (ou 09/2009–04/2010) et 04/2010–10/2010 (ou 04/2010–08/2010). Globalement dans les deux secteurs étudiés, les volumes érodés sont supérieurs aux volumes déposés, parfois d'un fac-

(a)			
PK du site d'étude	202	205	206
Surface érodée (m ²)	2 043 ± 427	3 741 ± 260	6 557 ± 263
Volume déposé (m ³)	10 697	3 957	28 691
Volume érodé (m ³)	11 935 ± 213	12 896 ± 130	31 152 ± 131
Bilan dépôt-érosion (m ³)	-1 238	-8 939	-2 461

(b)			
PK du site d'étude	237	239	239,5
Surface érodée (m ²)	3 421 ± 309	1 981 ± 238	2 337 ± 212
Volume déposé (m ³)	8 256	2 132	3 542
Volume érodé (m ³)	16 186 ± 154	5 043 ± 119	5 665 ± 106
Bilan dépôt-érosion (m ³)	-7 930	-2 911	-2 124

Table 3.13 : Synthèse des volumes déposés et érodés entre août (septembre) 2009 et avril 2010. (a) Pour la série de sinuosités à l'aval du barrage de Cadarache. (b) Pour la série de sinuosités à l'aval des souilles de Pertuis. Les surfaces érodées sont issues de la digitalisation du recul de berge correspondant à chaque période.

teur 10 (cf. fig.3.23). Cette évolution est compatible avec l'analyse de P. Lefort [Lefort, 2007] qui suggère que ces deux secteurs sont plutôt dans une dynamique d'abaissement du lit : les matériaux auraient donc plus tendance à s'exporter qu'à se déposer. Nous retiendrons les ordres de grandeur suivants pour les périodes considérées : des volumes érodés compris entre 5 000 et 60 000 m³ d'une part, et des volumes déposés compris entre 2 000 et 30 000 m³ d'autre part.

Les volumes déposés correspondent en majorité aux volumes déposés sur le banc de convexité. La majeure partie des volumes érodés correspondent aux volumes érodés sur la berge : l'érosion sur le banc, lorsqu'elle existe, est faible en comparaison (cf. fig.3.22). Pour la suite de l'étude, et malgré la difficulté inhérente à la quantification des flux sédimentaires dans un système fluvial [Bravard et Petit, 1997], nous considérerons donc en première approximation que les volumes déposés correspondent à l'accrétion du banc, et les volumes érodés, à l'érosion de la berge [Ham et Church, 2000].

Les évolutions morphologiques entre avril 2010 et octobre 2010 (ou août 2010) correspondent principalement aux évolutions morphologiques de la crue du 16 juin 2010. Un important dépôt de sédiments fins a été observé au cours de cette période sur la partie haute du banc situé au PK 205, du fait de la présence d'une végétation relativement importante qui a joué le rôle de piège. Nous avons estimé qu'en excluant cette zone concernée uniquement par du dépôt de matériaux fins, le volume de graviers+matrice correspondant à cette période d'étude est de l'ordre de 4 635 m³.

Nous n'observons pas de lien entre le volume érodé sur la sinuosité amont et le volume déposé sur la sinuosité immédiatement aval (cf. fig.3.23). Cela est principalement dû au fait que les volumes érodés correspondent à l'érosion de terrasses « perchées » au-dessus de la

(a)			
PK du site d'étude	202	205	206
Surface érodée (m ³)	6 108 ± 427	6 038 ± 260	10 315 ± 263
Volume déposé (m ³)	6 086	24 527*	14 110
Volume érodé (m ³)	40 102 ± 213	23 282 ± 130	36 389 ± 131
Bilan dépôt-érosion (m ³)	-34 016	1 245*	-22 279

(b)			
PK du site d'étude	237	239	239,5
Surface érodée (m ³)	5 959 ± 309	3 944 ± 238	3 318 ± 212
Volume déposé (m ³)	3 595	3 050	3 322
Volume érodé (m ³)	59 202 ± 154	52 798 ± 119	41 384 ± 106
Bilan dépôt-érosion (m ³)	-55 606	-49 748	-38 061

Table 3.14 : Synthèse des volumes déposés et érodés entre avril et octobre 2010 (novembre pour les sites des PK 205 et 206). (a) Pour la série de sinuosités à l'aval du barrage de Cadarache. (b) Pour la série de sinuosités à l'aval des souilles de Pertuis. Les surfaces érodées sont issues de la digitalisation du recul de berge correspondant à chaque période. * indique que le volume déposé correspond à un piégeage important de sédiments fins, observé sur la partie végétalisée en haut du banc : le volume de graviers+matrice déposé est estimé égal à 4 635 m³.

cote moyenne du lit. Par ailleurs un volume important déposé sur un banc peut correspondre à la mise en place d'une nappe de charriage. Par exemple, entre la berge du PK 205 et le banc du PK 206 entre août 2009 et avril 2010, nous avons pu observer la mise en place d'une nappe de charriage étendue sur le banc du PK 206 (cf. fig.3.24), à laquelle sont également associés des dépôts importants de sédiments fins à proximité du chenal secondaire de ce même banc.

3.4.3.2 Flux sédimentaires associés à la mobilité des formes

Dans une optique de gestion des flux sédimentaires grossiers, nous avons estimé les volumes de graviers exportés, ayant transité par charriage au cours des deux périodes 08/2009–04/2010 (ou 09/2009–04/2010) et 04/2010–10/2010 à l'échelle des deux tronçons d'étude (cf. tab.3.14(a) et 3.14(b)). Les débits de pointe associés aux deux périodes sont respectivement de 1 213 et 1 156 m³/s, les volumes écoulés de 2,09 et 3,37.10⁸ m³. Les volumes charriés sont largement positifs, en particulier pour la période 04/2010–10/2010, correspondant à l'épisode de crue du 16 juin 2010. Ces tronçons exportent donc des matériaux grossiers, avec des volumes charriés compris entre 4 000 et 44 000 m³ pour le tronçon amont, et des volumes compris entre 2 000 et 92 000 m³ pour le tronçon aval suivant la période considérée (respectivement 2009–04/2010 et 04/2010–10/2010). Ce résultat, associé au constat d'un abaissement du lit dans ces deux zones situées à l'aval du barrage de Cadarache et à l'aval des souilles de Pertuis (cf. fig.2.18 et 3.11), confirme que ces deux secteurs sont déficitaires (avec des bilans érosion-dépôt largement positifs pour chaque tronçon) mais mobiles [Couvert *et al.*, 2008b]. Cette mobilité s'accompagne d'une remobilisation de matériaux grossiers qui transitent par

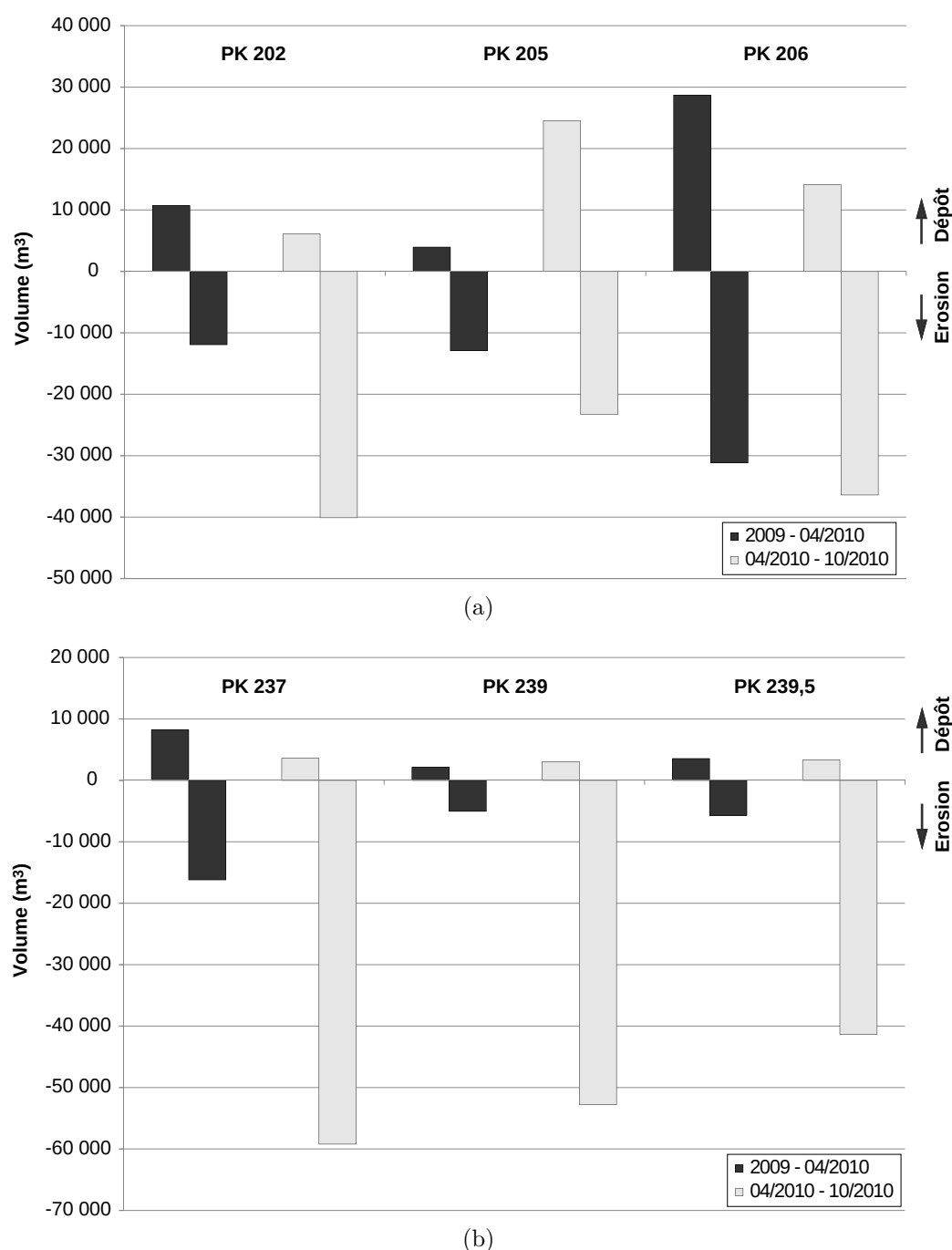


Figure 3.23 : Volumes érodés et déposés par site d'étude pour les deux périodes d'étude. (a) Pour le tronçon amont (PK 202 à 206). (b) Pour le tronçon aval (PK 237 à 239,5).

charriage vers l'aval : l'ensemble des volumes érodés et déposés dans le lit actif participent activement au transit sédimentaire.

3.4.3.3 Potentiel de recharge sédimentaire lié à l'érosion de berge

Les volumes de graviers charriés et exportés contribuent à une recharge du système durancien pour chaque tronçon considéré. L'érosion des berges ne correspond à une recharge du système que lorsqu'elle remobilise des matériaux situés au-dessus de la cote moyenne du banc en regard (cf. fig.3.21). Nous retiendrons des volumes remobilisés par érosion de berge lors des deux périodes étudiées (2009–04/2010 et 04/2010–10/2010) et participant



Figure 3.24 : Nappe de charriage mise en place sur la partie médiane du banc situé au PK 206 pendant la période 08/2009–04/2010.

(a)						
Période d'étude	2009–04/2010			04/2010–10/2010		
PK	202	205	206	202	205	206
Surface érodée (m ²)	2 043	3 741	6 557	6 108	6 038	10 315
$V_{\text{érodé}_{\text{fines}+\text{matrice}}}$ (m ³)	3 290	3 914	6 218	10 392	6 628	8 191
$V_{\text{charriage}_{\text{graviers}}}$ (m ³)	-585	4 586	-118	20 249	10 463*	13 171
Total charriage sur le tronçon (m ³)	3 884			43 884		

(b)						
Période d'étude	2009–04/2010			04/2010–10/2010		
PK	237	239	239,5	237	239	239,5
Surface érodée (m ²)	3 421	1 981	2 337	5 959	3 944	3 318
$V_{\text{érodé}_{\text{fines}+\text{matrice}}}$ (m ³)	9 515	1 155	1 327	20 480	7 687	6 084
$V_{\text{charriage}_{\text{graviers}}}$ (m ³)	-453	1 681	1 032	29 538	35 238	26 895
Total charriage sur le tronçon (m ³)	2 260			91 670		

Table 3.15 : (a) Synthèse des volumes de graviers et de sédiments fins remobilisés sur le tronçon amont (PK 202 à 206) au cours des périodes 2009–04/2010 et 04/2010–10/2010. (b) Synthèse des volumes de graviers et de sédiments fins remobilisés sur le tronçon aval (PK 237 à 239,5) au cours des périodes 2009–04/2010 et 04/2010–10/2010. Le débit de pointe associé à la période 2009–04/2010 (respectivement 04/2010–10/2010) est de 1 213 m³/s (respectivement 1 156 m³/s), le volume écoulé de 2,09.10⁸ m³ (respectivement 3,37.10⁸ m³ et 3,70.10⁸ m³ pour le PK 205). $V_{\text{érodé}_{\text{fines}+\text{matrice}}}$ est le volume total de matériaux fins (lentilles de sédiments fins+matrice) remobilisées par l'érosion de berge. $V_{\text{charriage}_{\text{graviers}}}$ est le volume de graviers exporté, ayant transité par charriage au cours de la période considérée ; un nombre négatif indique un volume stocké sur le site. * indique que le volume a été recalculé en excluant la zone concernée uniquement par du dépôt de sédiments fins observé sur le terrain.

effectivement à la recharge du système compris entre 2 000 et 16 000 m³ pour le tronçon amont, et des volumes compris entre 200 et 32 000 m³ pour le tronçon aval (cf. tab.3.16).

Ces volumes positifs, correspondant à des volumes de l'ordre de 29 000 m³ pour le secteur à l'aval de Cadarache, et de l'ordre de 80 000 m³ pour le secteur à l'aval des souilles de Pertuis pour l'épisode relatif à la crue de juin 2010, (respectivement 17 000 et 1 100 m³ pour la période 2009–04/2010) confirment que ces deux secteurs peuvent être considérés comme des sources potentielles de matériaux grossiers pour la Durance actuelle : cette réintroduction de matériaux grossiers est compatible avec les observations sur photographies aériennes d'un lit légèrement plus divagant à l'aval des sites d'études des PK 237 à 239,5 qu'à l'amont. Cette étude met donc en évidence l'intérêt de préserver la mobilité de ces secteurs comme il est prescrit dans le contrat de rivière « action de remobilisation des terrasses » (fiche B0-302, [Couvert *et al.*, 2008a]) : ces érosions de berge constituent potentiellement une source de sédiments réinjectés dans le chenal principal, dont la fraction graveleuse pourra venir recharger le système en matériaux grossiers.

(a)						
Période d'étude	2009–04/2010			04/2010–10/2010		
PK	202	205	206	202	205	206
$V < \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ (m ³)	4 087	7 482	13 115	12 217	12 077	20 630
$V > \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ (m ³)	5 805	2 796	15 414	21 777	6 979	11 633
$V_{\text{recharge}_{\text{graviers}}}$ (m ³)	4 212	2 028	11 184	15 801	5 064	8 441
Total recharge sur le tronçon (m ³)	17 425			29 305		

(b)						
Période d'étude	2009–04/2010			04/2010–10/2010		
PK	237	239	239,5	237	239	239,5
$V < \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ (m ³)	6 843	3 961	4 675	11 918	7 889	6 635
$V > \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ (m ³)	789	488	290	32 386	43 726	33 753
$V_{\text{recharge}_{\text{graviers}}}$ (m ³)	572	354	210	23 499	31 727	24 491
Total recharge sur le tronçon (m ³)	1 136			79 717		

Table 3.16 : (a) Synthèse des volumes de graviers disponibles pour la recharge, érodés sur le tronçon amont (PK 202 à 206) au cours des périodes 2009–04/2010 et 04/2010–10/2010. (b) Synthèse des volumes de graviers disponibles pour la recharge, érodés sur le tronçon aval (PK 237 à 239,5) au cours des périodes 2009–04/2010 et 04/2010–10/2010. Le débit de pointe associé à la période 2009–04/2010 (respectivement 04/2010–10/2010) est de 1 213 m³/s (respectivement 1 156 m³/s), le volume écoulé de 2,09.10⁸ m³ (respectivement 3,37.10⁸ m³ et 3,70.10⁸ m³ pour le PK 205). $V < \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ et $V > \text{érodé}_{\text{graviers+matrice}}$ sont les volumes de graviers+matrice remobilisés par l'érosion de berge respectivement en dessous et au-dessus de la cote moyenne du banc, $V_{\text{recharge}_{\text{graviers}}}$ est le volume de graviers remobilisé au-dessus de la cote moyenne du banc et participant donc à la recharge du système en matériaux grossiers.

Lorsque nous synthétisons les résultats des six sites étudiés (cf. fig.3.25), nous obtenons la relation 3.8 ($R^2 = 0,84$) entre le volume de graviers remobilisés et le volume total de sédiments érodés. Sous réserve que la composition des berges ne varie pas, nous pouvons

donc estimer le potentiel de recharge en graviers à partir d'un volume de sédiments érodés pour ces six sites d'étude (cf. parag.3.4.2.2).

$$y = 0,546x - 4657,8 \quad (3.8)$$

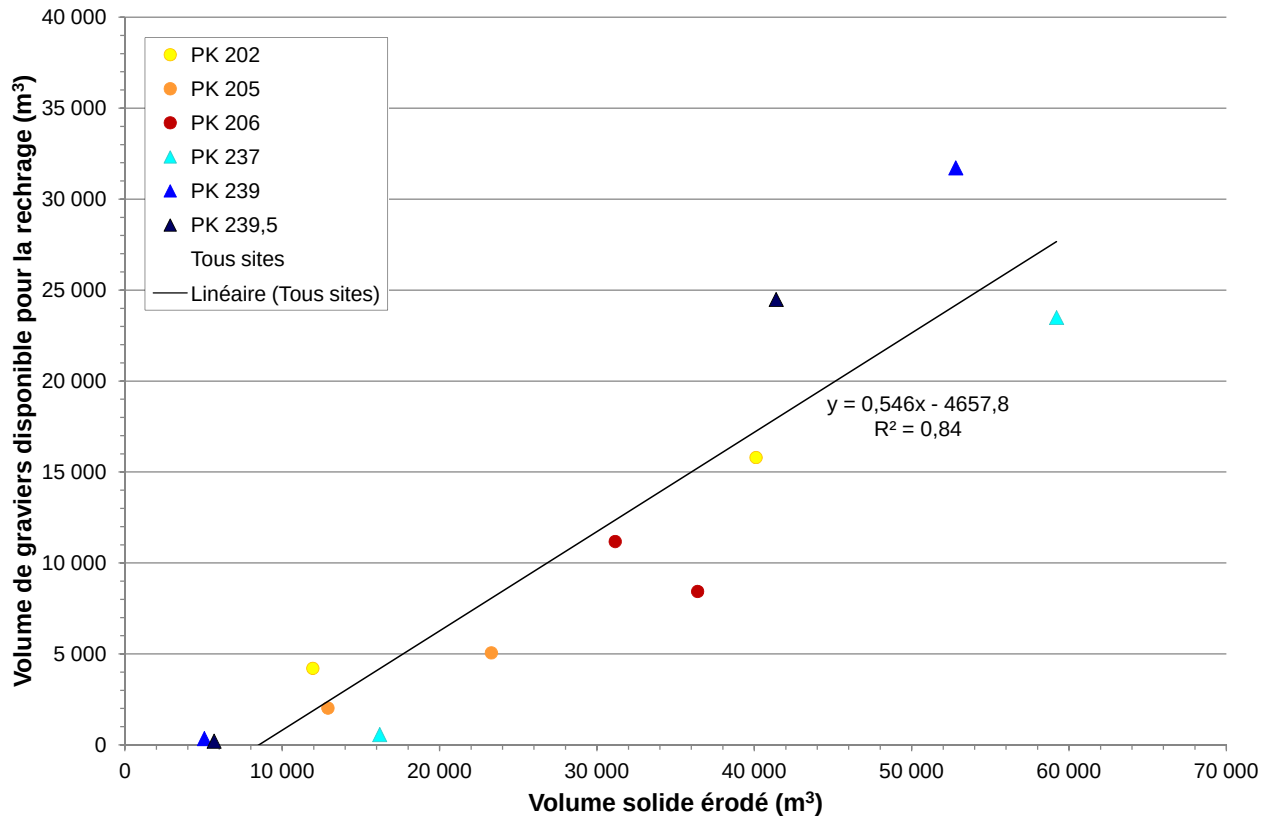


Figure 3.25 : Volume de graviers remobilisés en fonction du volume total de sédiments érodés.

3.4.4 Discussion

3.4.4.1 Mobilité latérale du lit et mobilité verticale des berges : variabilité spatiale et temporelle

Sur les secteurs étudiés, les volumes érodés sont généralement largement supérieurs aux volumes déposés sur le banc en regard et sur le banc aval. Outre le fait que l'érosion attaque des terrasses hautes et remobilise ainsi de grandes quantités de matériaux (cf. parag.3.4.3.1), le fait que les volumes charriés exportés soient positifs confirment que ces deux secteurs sont plutôt dans une dynamique d'abaissement du lit [Lefort, 2007] : les matériaux ont plus tendance à transiter qu'à se déposer. Ainsi que le mettent en évidence de nombreux auteurs [Constantine, 2006, Rice *et al.*, 2009, Rollet, 2007], l'érosion de berge se produit de manière plus prononcée dans la partie aval de la sinuosité, ce qui correspond au phénomène de migration des sinuosités vers l'aval ; les dépôts sur les bancs se produisent plutôt en partie médiane et aval des bancs. La partie amont de la sinuosité est donc la plus stable, tandis que la partie aval subit les évolutions morphologiques les plus importantes (cf. fig.3.22). La

partie médiane de la sinuosité est également sujette à des évolutions morphologiques non négligeables.

Les phénomènes d'érosion de berge et de dépôt sur le banc en regard peuvent être concomitants à l'échelle événementielle. Il peut arriver qu'un dépôt important ait lieu sur le banc, par exemple en fin de crue, et diminue donc la capacité d'écoulement du lit (en phase de décrue, la capacité de transport n'est plus suffisante pour remodeler le lit en conséquence). Lors d'un prochain événement de capacité d'érosion de berge suffisante, un réajustement du chenal pourra avoir lieu : du fait du dépôt important, l'écoulement est rejeté vers l'extérieur du coude, et conduit donc à une érosion importante de la berge en regard, permettant ainsi de restaurer la capacité d'écoulement du lit.

3.4.4.2 Quantification des volumes charriés : comparaison des approches de modélisation et de terrain

Nous avons réalisé une quantification des volumes érodés et déposés au cours de différentes périodes, qui conduit à une estimation des volumes charriés sur chaque site d'étude. Les estimations du transport solide réalisées à l'aide de modélisations physiques et numériques à partir des données de pente, de granulométrie et de largeur de bande active visent également à obtenir une idée du transport sédimentaire en Durance. Ces deux approches ne doivent pas être opposées, elles doivent au contraire permettre de nuancer les ordres de grandeur avancés pour chaque site étudié.

À partir de l'estimation du charriage en Durance présentée par Lefort en 2005 [Lefort, 2005, Lefort et Chapuis, 2012], P. Lefort (expert de l'Observatoire de la Durance, *comm. pers.*) a calculé l'ordre de grandeur du charriage de fond sur nos six sites d'étude lors de la crue du 16 juin 2010. Les paramètres du calcul sont ceux de l'étude de 2005, à l'exception des variables propres à chacun des sites : la pente de l'écoulement et la largeur de la bande active. La pente est estimée à partir du profil en long de 2008. La largeur est estimée à partir des photos aériennes de 2008. Le diamètre moyen du matériau de subsurface a été pris égal à 42,16 mm et le rapport D_{90}/D_{30} égal à 7,5. Les résultats de ces calculs sont présentés dans la table 3.17.

Tronçon	amont			aval		
PK du site	202	205	206	237	239	239,5
Pente moyenne (‰)	2,17	2,06	2,45 – 2,90	2,22	2,90	2,52
Largeur de bande active (m)	200	250	290	200	250	290
Volume charrié (m ³)	28 000	21 000	41 000	26 000	34 500	41 500

Table 3.17 : Estimation par P. Lefort (*comm. pers.*) des volumes transportés par charriage au droit de nos six sites d'étude pour un hydrogramme correspondant à celui de la crue du 16/06/2010 et valeurs des paramètres de pente et de largeur de bande active utilisés pour les calculs. Le diamètre moyen de subsurface a été pris égal à 42,16 mm et le rapport D_{90}/D_{30} égal à 7,5.

Considérons en parallèle les résultats présentés dans les tables 3.14(a) et 3.14(b) concernant les volumes de graviers ayant transité par charriage sur chaque site d'étude pour la crue du 16/06/2010 : la comparaison des résultats obtenus par chacune des méthodes est présentée dans la figure 3.26. Nous pouvons constater que globalement, les ordres de grandeur des volumes charriés obtenus par modélisation numérique sont du même ordre de grandeur que les estimations des volumes de graviers charriés obtenus à partir des mesures de terrain. Toutefois les écarts obtenus entre les deux méthodes peuvent dépasser 50 %, les valeurs de la modélisation numérique étant généralement supérieures aux estimations obtenues par les mesures de terrain. Cela peut être dû, d'une part, à l'erreur associée aux estimations faites par P. Lefort du transport solide par charriage sur chaque site : en effet dans ces estimations le débit solide varie proportionnellement au cube de la pente [Lefort et Chapuis, 2012] et l'erreur sur celle-ci peut atteindre 10 % (P. Lefort, *comm. pers.*). D'autre part, cela peut être dû à l'erreur associée à l'estimation des volumes déposés et érodés. En particulier cette erreur peut concerner d'une part notre hypothèse de travail selon laquelle les volumes érodés correspondent à l'érosion de berge et les volumes déposés aux dépôts sur le banc, et d'autre part, l'estimation de la part de graviers constituant les berges. Notons que l'ordre de grandeur des volumes charriés obtenus dans cette étude sur le tronçon amont est compatible avec les valeurs du modèle Cavalcade de Sogreah élaboré à partir de la situation de 1998 et basé sur la formule de transport solide de Lefort 1990 [Lefort, 1991], mais que les volumes charriés estimés ici pour le tronçon d'étude aval sont de l'ordre de deux fois inférieurs aux valeurs du modèle Cavalcade pour le même secteur. Dans la mesure où nous aboutissons, par deux méthodes d'estimation différentes, à des ordres de grandeur de volumes charriés similaires sur chacun des sites considérés, nous pouvons considérer que cet ordre de grandeur est validé, soient des volumes charriés compris entre 10 000 et 42 000 m³ pour l'épisode du 16/06/2010.

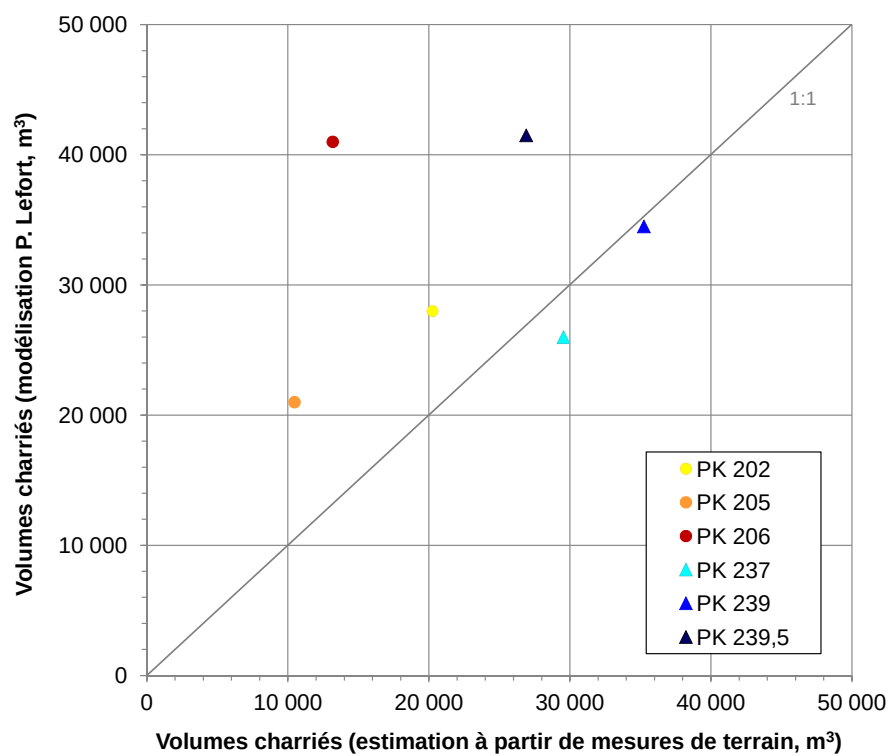


Figure 3.26 : Comparaison de l'estimation des volumes charriés à partir des mesures de terrain et des volumes charriés obtenus par modélisation numérique par P. Lefort.

3.5 Conclusion

3.5.1 Processus relatifs à la mobilité des macroformes

En quantifiant les rythmes des évolutions latérales à large échelle et à l'échelle du tronçon, nous avons ici pu mettre en évidence la forte variabilité spatiale et temporelle de la mobilité latérale du système durancien.

La variabilité temporelle est fortement liée à l'hydrologie, mais est également conditionnée par la capacité d'écoulement du système, *i.e.* sa végétalisation, et son état de « déstabilisation », *i.e.* l'occurrence et l'intensité de la dernière crue morphogène. L'indice de mobilité proposé permet de caractériser la mobilité latérale du système en fonction de l'hydrogramme antérieur. Il constitue une base de réflexion qui mériterait d'être approfondie, notamment pour tenter de prendre en compte les autres facteurs de contrôle de la mobilité des macroformes identifiés ici (géométrie de la sinuosité, apports solides amont). De même l'observation d'une gamme plus large de débits devrait permettre de préciser la valeur du débit « morphogène » et de déterminer dans quelle mesure elle est valable pour caractériser le remaniement du banc et/ou de la berge.

Nous avons identifié dans le système des secteurs dynamiques, dont la mobilité semble « structurelle ». Dans ces secteurs, la reprise de la mobilité latérale à l'aval d'une discontinuité majeure (barrage, souille d'extraction) se produit très rapidement, à l'échelle d'une ou deux sinuosités : la Durance conserve donc un fort potentiel de mobilité. L'influence exacte de ces contraintes « structurelles », qu'elles soient d'origine naturelle ou anthropique, reste mal connue : elle mériterait d'être approfondie.

3.5.2 Conséquences de la mobilité de macroformes en Durance en termes de gestion et perspectives de suivi

L'identification de zones dynamiques et stables vient confirmer les données existantes, mais apporte ici une quantification du phénomène de mobilité latérale pour les 15 dernières années. La méthodologie mise en place pour la constitution du SIG est, dans la mesure du possible, reproductible : il existe un biais lié à l'opérateur qui devrait demeurer important malgré le protocole établi.

Le SIG réalisé au cours de cette étude représente une base de travail solide pour constituer une base de données visant à compléter l'analyse de la mobilité des macroformes en Durance au cours des prochaines années. En particulier il conviendrait d'approfondir l'analyse des flux sédimentaires à partir de l'approche couplée des mesures de terrain et de la modélisation numérique à partir de formules de transport.

De même l'étude de la mobilité des deux tronçons considérés ici, particulièrement dynamiques, gagnerait à être poursuivie. Ceci afin de confirmer les ordres de grandeur dégagés en ce qui concerne les volumes érodés, déposés, et les vitesses d'érosion des berges, par une période d'observation plus longue. Mais aussi pour déterminer les modalités de la conserva-

tion de l'intensité de cette mobilité dans le temps. Enfin la quantification des volumes de graviers mis en jeu vise ici à donner des ordres de grandeurs du potentiel de recharge en matériaux grossiers pour le chenal principal. Cette quantification s'est faite dans une optique de gestion ; si elle permet de donner des ordres de grandeur du potentiel de recharge des berges érodées, elle mériterait d'être approfondie et confirmée par d'autres mesures et par la détermination des zones où la recharge sédimentaire peut être effective.

Chapitre 4

Conclusion

Sommaire du chapitre 4

4.1	Mobilité sédimentaire et emboîtement des échelles spatiales et temporelles	205
4.2	Facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire	205
4.2.1	Début du transport des particules sédimentaires	205
4.2.2	Début du transport des formes fluviales	207
4.3	Rythmes de la mobilité sédimentaire	208
4.3.1	Mobilité « morphogène » des particules	208
4.3.1.1	Mécanismes de la mobilité « morphogène » des particules	208
4.3.1.2	Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des particules sédimentaires	209
4.3.2	Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes fluviales	210
4.3.2.1	Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes à l'échelle de la sinuosité	210
4.3.2.2	Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes à l'échelle du tronçon et du réseau hydrographique	210
4.4	Synthèse des implications en termes de gestion	211
4.4.1	Transferts de charge grossière à l'échelle du réseau hydrographique	211
4.4.2	Érosion et volumes de graviers remobilisés	211

4.1 Mobilité sédimentaire et emboîtement des échelles spatiales et temporelles

Différentes échelles spatiales et temporelles sont à considérer lors de l'étude de la mobilité sédimentaire dans un système fluvial à charge grossière. Chaque unité considérée suppose des outils et des échelles de temps adaptés. Cependant l'emboîtement des différentes échelles permet de dégager un schéma global dont les processus impliqués à chaque échelle sont compatibles avec les autres échelles spatio-temporelles. La sectorisation du système fluvial proposée par Frissell *et al.* [Frissell *et al.*, 1986] a plutôt vocation à décrire le compartiment biotique (cf. fig.1.2). Elle permet de décrire en partie le système fluvial d'un point de vue géomorphologique, en ce que les échelles spatiales proposées correspondent à des unités fonctionnelles du point de vue du transport sédimentaire. Sur la base de cette sectorisation, ce travail de thèse nous a permis de préciser les différentes échelles spatiales permettant de décrire les processus qui régissent la mobilité sédimentaire dans un système fluvial divagant à charge grossière, ainsi que les échelles de temps associées (cf. fig.4.1).

À chaque échelle spatiale, nous pouvons distinguer deux niveaux d'étude de la mobilité sédimentaire : la mise en mouvement de l'unité considérée, et sa mobilité en conditions de transport « généralisé », c'est-à-dire pour des conditions largement au-dessus du seuil de mobilité.

4.2 Facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire

Nous avons, dans ce travail de thèse, tenté de caractériser la mise en mouvement d'une part de la particule sédimentaire, et d'autre part de la forme fluviale (le banc, la berge).

4.2.1 Début du transport des particules sédimentaires

Les conditions de contrôle du débit sur la partie aval de notre tronçon d'étude (soit à l'aval du barrage de Cadarache) induisent des conditions de transport sédimentaire grossier discontinues dans le temps (du fait d'un hydrogramme en « tout ou rien »). Le débit-seuil de mise en mouvement obtenu, de 170 m³/s ($\pm 15\%$), correspond à une contrainte de cisaillement critique de 14 N/m², ou encore un paramètre de Shields critique τ_c^* de 0,023 à l'aval de Mallemort.

Nous suggérons que cette valeur de début d'entraînement puisse s'étendre sur l'ensemble de la basse Durance, c'est-à-dire de Cadarache en Avignon, sous réserve que la zone considérée rencontre les gammes suivantes en termes de pente (I), de largeur de bande active (l_{BA}) et de granulométrie (D_{50}) :

- $I \in [1,7;3,0] \text{ ‰}$;
- $l_{BA} \in [250;400] \text{ m}$;
- $D_{50} \in [30;60] \text{ mm}$.

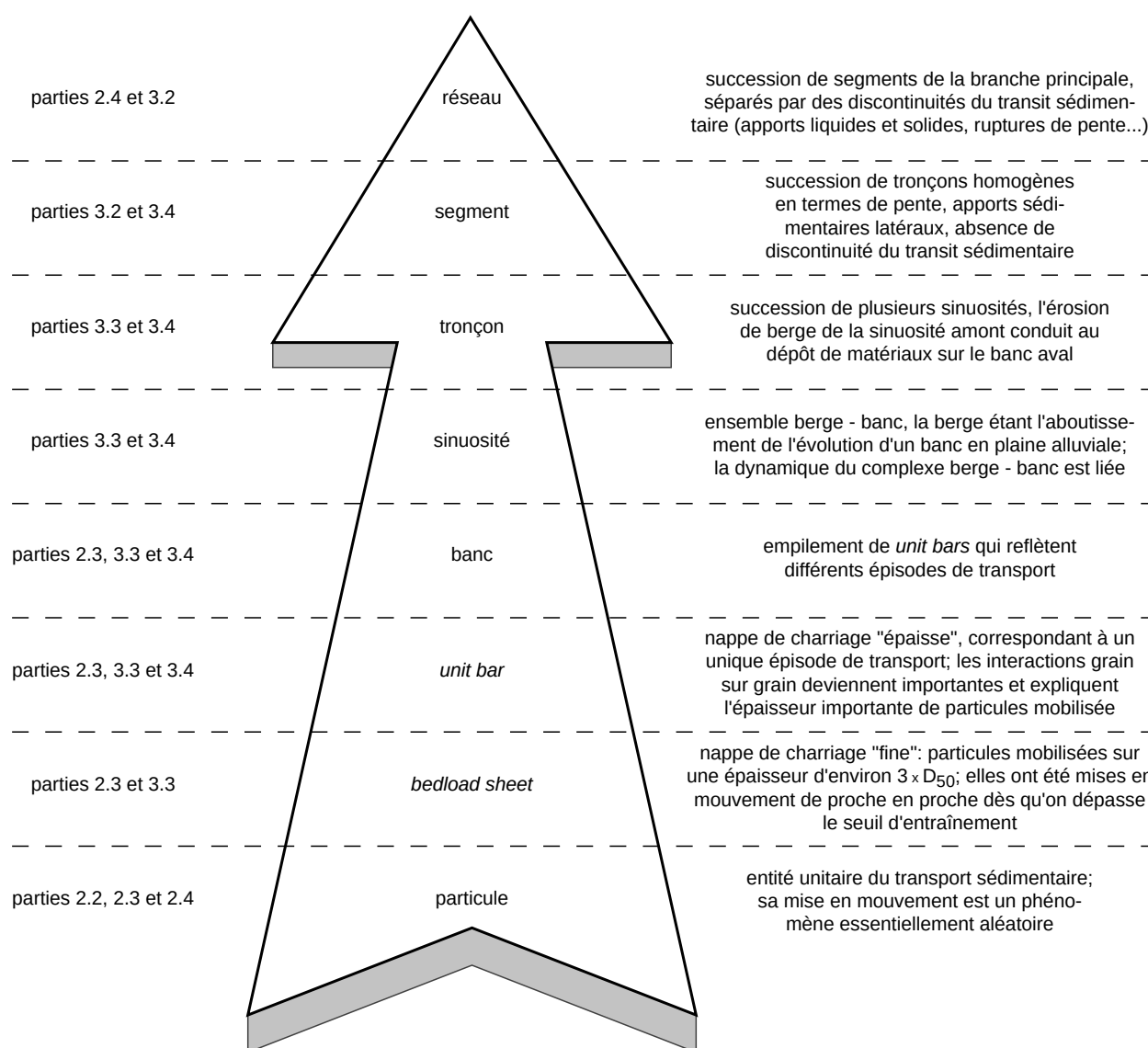


Figure 4.1 : Schéma de synthèse : emboîtement des différentes échelles spatiales de la mobilité sédimentaire dans un système fluvial divagant à charge grossière. La direction de la flèche indique une échelle spatiale plus large. Sont précisées les parties où l'échelle spatiale considérée est abordée dans ce manuscrit.

Cette valeur du paramètre de Shields critique en Durance se situerait donc plutôt dans la fourchette basse des valeurs communément trouvées sur les rivières à graviers, ce qui semble indiquer que la Durance est un système particulièrement mobile. Cette valeur correspond au tout début du transport de particules sédimentaires, sur une couche superficielle de l'ordre du D_{90} . La fréquence de dépassement associée au débit de début d'entraînement de $170 \text{ m}^3/\text{s}$ est de l'ordre de 100 jours par an à l'aval de Mallemort, ce qui correspond à une mobilité beaucoup plus fréquente en Durance à l'aval de Mallemort par rapport aux estimations précédentes (+28 %) réalisées par EDF en 1954 (P. Lefort, *comm. pers.*). Cette indication de fréquence de dépassement est bien sûr fonction de la position longitudinale du tronçon considéré. Les restitutions à Mallemort doivent de ce fait être considérées comme engendrant presque systématiquement du transport solide, même superficiel. Cela pourrait notamment correspondre à une mobilité des particules grossières empêchant le colmatage par les fines si les restitutions ne sont pas trop chargées en MES. Il est en revanche nécessaire de garder à

l'esprit que ce mouvement superficiel ne correspond en aucun cas à un remaniement du lit, qui a lieu pour des débits plus élevés, dits « morphogènes », vraisemblablement de l'ordre de $500 \text{ m}^3/\text{s}$.

Dès qu'il y a transport sédimentaire des matériaux grossiers (*i.e.* dont le diamètre est supérieur ou égal à 8 mm), nous avons observé une mobilité équivalente de toutes les classes granulométriques. Au vu des épisodes suivis et de l'erreur associée à la mesure du débit en Durance (de l'ordre de 15 %), il n'a pas été possible de mettre en évidence une sélection granulométrique au début du transport, mais rien n'indique qu'elle n'existe pas. Au tout début du transport, il semblerait qu'il y ait d'abord un début de mobilité des particules dans les zones plus fortement contraintes (tête et queue de banc, au niveau des seuils) et une mobilité pour des débits légèrement supérieurs en partie médiane de banc. Cette variabilité spatiale du début d'entraînement des particules entraîne, et résulte, de la variabilité spatiale des facteurs de contrôle de la mobilité sédimentaire (granulométrie, pente locale, vitesse au fond).

En termes de gestion, cette étude confirme que les restitutions à Mallemort engendrent presque systématiquement un transport solide, même s'il n'est pas forcément « morphogène ». Nous considérerons qu'il y a transport sédimentaire en Durance environ 100 jours par an, pour un débit supérieur à $170 \text{ m}^3/\text{s}$. La gamme de turbidité considérée (pour une gamme de turbidité inférieure à $3000 \text{ mg}/\ell$) ne conduit pas à surestimer le seuil de mouvement proposé. Suivant le régime des concentrations en MES associées, ces restitutions pourraient même correspondre à une mobilité des particules grossières empêchant le colmatage par les sédiments fins. En revanche nous n'avons aucun moyen de savoir quelle pourrait être l'influence d'un colmatage du lit sur la mise en mouvement des particules grossières si l'on considère un épisode de crue survenant après une série hydrologique qui aurait permis un dépôt important de matériaux fins. Si notre travail a permis d'affiner la compréhension des sédiments grossiers dans le système durancien, le rôle de la mobilité des sédiments fins reste encore à analyser.

4.2.2 Début du transport des formes fluviales

La disponibilité en matériaux érodables est une condition nécessaire mais non suffisante pour qu'il y ait mobilité des formes. Nous avons par ailleurs identifié trois paramètres de contrôle importants qui régissent la mobilité des formes en Durance : l'hydrologie, la géométrie de la sinuosité et les apports solides amont. Le rôle de la végétation est variable, suivant le type de forme considérée (le banc, la berge, la berge correspondant à une terrasse haute) et le stade de développement de la végétation (notamment le caractère « stabilisant » des strates arbustive et arborée, et leur rôle de piège à sédiments).

La conjonction de ces différents paramètres de contrôle de la mobilité des formes conduit à un fonctionnement hydro-sédimentaire complexe du système durancien. Il est méandrique en périodes de basses eaux, soit de l'ordre de 250 jours par an (pour un débit inférieur à $30 \text{ m}^3/\text{s}$). Il n'y a alors aucun charriage, et donc, aucune mobilité des formes fluviales.

L'absence de données fiables de débit en moyenne Durance rend difficile l'étude du « seuil de mobilité » des formes fluviales, c'est-à-dire la limite de la mobilité « morphogène ». À l'aval du barrage de Cadarache, le caractère « binaire » des débits (débit réservé ou débit de crue supérieur à 500 m³/s) rend difficile l'étude de ce seuil. À l'aval du barrage de Mallemort, les restitutions, à un débit proche du début d'entraînement des particules, semblent pouvoir avoir une influence, quoique très limitée et sous réserve d'épisodes de restitution très longs, sur la mobilité des formes. Lorsque le débit augmente et devient supérieur au seuil de mise en mouvement des particules, la Durance devient divagante, ce qui correspond, du fait des modalités de gestion de la chaîne hydro-électrique Durance-Verdon, à des conditions de débit morphogènes (pour un débit d'environ 500 m³/s). En ce qui concerne la mobilité des berges, le système durancien fonctionne en partie comme un système méandriforme. La nature divagante de la Durance, couplée à la forte modification des débits naturels du fait des aménagements hydro-électriques, confère au système un fonctionnement hydro-sédimentaire relativement atypique et complexe, qui se répercute sur la mobilité des formes sédimentaires en Durance.

4.3 Rythmes de la mobilité sédimentaire

Dans ce travail nous avons également cherché à caractériser les modalités de la mobilité sédimentaire en conditions de transport « généralisé ». Nous avons ainsi caractérisé la variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des particules d'une part, et des formes d'autre part.

4.3.1 Mobilité « morphogène » des particules

4.3.1.1 Mécanismes de la mobilité « morphogène » des particules

En conditions de transport « généralisé », *i.e.* lorsqu'on se situe largement au-dessus du début d'entraînement, le mécanisme de la mobilité sédimentaire fait vraisemblablement intervenir un autre mécanisme que le transport « en tapis roulant », sur une couche superficielle de matériaux, qui se produit au tout début du mouvement. Les travaux fondamentaux portant sur les mécanismes du transport solide [Berni, 2011] et les travaux de modélisation physique ayant une approche granulaire du transport solide [Frey et Church, 2011] confirment une mobilité sédimentaire sur plusieurs épaisseurs de particules lorsqu'on travaille sur des lits sableux. Les laves torrentielles sont également formées par le déplacement d'une certaine épaisseur de matériaux, qui morphologiquement sont proches des nappes de charriage observées dans les lits des rivières à charge grossière [Frey et Church, 2010]. Il est donc légitime de penser que lorsqu'on se situe largement au-dessus du début d'entraînement, la mobilité des particules en rivière à charge grossière s'effectue également sur plusieurs épaisseurs de particules, selon des processus encore plus complexes que la « simple » mise en mouvement de la particule par le fluide, qui survient au tout début du transport. Cette hypothèse de

fonctionnement du transport solide en rivière à charge grossière implique deux processus légèrement différents suivant l'intensité du transport : si l'on est proche du seuil d'entraînement, les interactions grain-fluide sont importantes, tandis que lorsqu'on se situe largement au-dessus du début du mouvement, les interactions grain-grain (sur plusieurs épaisseurs de particules) s'ajoutent aux interactions grain-fluide. Dans ce dernier cas, la mobilité conjointe d'un grand nombre de particules conduit à des changements morphologiques significatifs du lit, la mobilité est donc « morphogène ».

Une autre hypothèse de fonctionnement consistant en un transport en « tapis roulant », sur une épaisseur d'un ou deux D_{90} quelle que soit l'intensité du transport, est possible ; elle implique alors que l'intensité du transport (les changements morphologiques) soit essentiellement fonction de la durée de l'épisode. Cette hypothèse de fonctionnement est possible, mais nous semble peu compatible avec les observations des nappes de charriage sur des épaisseurs importantes.

Dans le cas de la Durance nous n'avons que peu d'indices nous permettant de déterminer s'il y a ou non sélection granulométrique dans des conditions de transport généralisé, *i.e.* une fois que l'on se situe largement au-dessus de ce seuil de mise en mouvement (nous avons pu observer un transport « morphogène » en Durance pour un débit de 470 m³/s). Mais, si elle existe, cette sélection granulométrique au début du transport morphogène aura lieu pour une gamme très restreinte de débits, puisqu'elle est déjà non détectable pour un transport superficiel.

4.3.1.2 Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des particules sédimentaires

En conditions de transport généralisé, nous avons pu mettre en évidence différentes sources de variabilité spatiale de la mobilité des particules :

- liée à la macroforme (tête de banc, partie médiane, queue de banc, proximité du chenal) ;
- liée à la variabilité spatiale de la taille des particules (la tête des bancs est plus grossière que la queue de banc, pavage du pied de berge...), ce qui est le résultat d'un fonctionnement précédent du système, mais qui influence la mobilité des particules lors de l'événement suivant ;
- liée à l'éventuelle variabilité spatiale des autres facteurs de contrôle de la mobilité des particules (surexposition d'une particule, injection de particules de lithologie ou de forme différentes...).

4.3.2 Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes fluviales

4.3.2.1 Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes à l'échelle de la sinuosité

La mobilité latérale du chenal est variable au sein de la sinuosité. Nos résultats concernant la mobilité de la berge et du banc sont en accord avec les observations de nombreux auteurs [Constantine, 2006, Rollet, 2007, Rice *et al.*, 2009], selon lesquelles la partie aval de la sinuosité est plus mobile (érosion marquée de la berge, progradation du banc) : la migration de la sinuosité vers l'aval peut entraîner des évolutions morphologiques « brutales », tandis que la partie amont de la sinuosité correspond plutôt à une « fermeture du système » qui se produit, en comparaison, à un rythme plus lent.

Les phénomènes d'érosion de berge et de dépôt sur le banc en regard peuvent avoir lieu au cours d'un même événement, mais leur intensité respective n'est pas systématiquement identique. Une dissymétrie de l'intensité du dépôt sur le banc par rapport à l'érosion de la berge en regard au cours d'un événement peut conduire à un réajustement du chenal au cours d'un événement suivant, permettant de restaurer un chenal dont la capacité d'écoulement des flux liquides et solides soit cohérente avec les entrées amont. Ainsi, par ses ajustements morphologiques, la sinuosité conserve une certaine stabilité, indispensable à l'évacuation des débits liquides et solides provenant de l'amont.

4.3.2.2 Variabilité spatiale et temporelle de la mobilité des formes à l'échelle du tronçon et du réseau hydrographique

La mobilité latérale durancienne est variable à la fois dans le temps et l'espace. La variabilité temporelle de cette mobilité est en partie liée à l'hydrologie, en ce que cette dernière peut conditionner l'intensité de la mobilité latérale. Mais cette influence est pondérée d'une part par l'état de végétalisation du lit (qui résulte lui-même en partie de la fréquence des épisodes morphogènes), et d'autre part par des contraintes structurelles.

Nous avons vu que l'activité morphologique du chenal dépend des débits morphologiquement efficaces de l'année concernée, mais aussi de l'activité des années précédentes. En cas de période hydrologique active, le système fluvial est capable d'« auto-entretenir » un lit actif d'une capacité d'écoulement suffisante. C'est lorsque les débits restent faibles sur plusieurs mois ou années que les enjeux liés aux inondations justifient la préservation « artificielle » d'une capacité d'écoulement par le biais d'essartements.

Ainsi le système durancien conserve un potentiel de mobilité important, y compris en basse Durance, lorsque les contraintes structurelles le permettent. Nous retiendrons en particulier que la reprise de la mobilité latérale à l'aval d'une interruption sédimentaire peut se produire à l'échelle d'une ou deux sinuosités.

4.4 Synthèse des implications en termes de gestion

4.4.1 Transferts de charge grossière à l'échelle du réseau hydrographique

Nous avons mis en évidence que les matériaux apportés par les affluents contribuent de manière directe à la recharge du système durancien sur un tronçon de l'ordre de 50 à 70 km à l'aval des confluences, soit environ jusqu'au niveau des souilles de Pertuis. Plus à l'aval, leur abrasion conduirait à leur diminution de taille de manière à ce qu'elles doivent être considérées comme des matériaux fins qui transitent en suspension.

Malgré cela, il nous paraît pertinent de favoriser le transit des matériaux des affluents jusqu'aux confluences avec la Durance, ainsi que leur reprise par cette dernière, car ces matériaux contribuent à redynamiser l'ensemble du transit sédimentaire durancien de manière indirecte. À l'aval des confluences, l'indice de tressage augmente [Charbonnière, 2009] : les apports de matériaux par les affluents permettent de réactiver la mobilité latérale de la branche principale, qui augmente à l'aval des confluences (cf. parag.3.2). Il apparaît que la Durance est un système suffisamment dynamique pour restaurer elle-même une dynamique latérale très rapidement après une interruption du transit, et ainsi remobiliser les matériaux stockés dans les terrasses. Mais ces matériaux grossiers remobilisés ne viennent recharger le système que s'ils étaient stockés au-dessus de la cote moyenne du lit. Il est donc important de favoriser les apports provenant des affluents, qui constituent une recharge directe, mais aussi de s'assurer que les débits en Durance sont suffisants pour reprendre ces apports. Enfin, il importe de vérifier que ces matériaux des terrasses sont suffisamment résistants pour transiter jusqu'au Rhône sous forme de graviers, ou, dans le cas contraire, que les zones potentielles de cette érosion latérale des terrasses sont présentes sur tout le linéaire et situées dans des zones où la mobilité latérale est tolérée, voire préservée.

4.4.2 Érosion et volumes de graviers remobilisés

Les sédiments transportés en Durance proviennent du lit, mais également des berges érodées. Les matériaux mobilisés sont des matériaux grossiers et fins. Le stockage-déstockage de matériaux au sein du lit fait intervenir les matériaux constitutifs des bancs, qui sont remaniés plus ou moins fréquemment en fonction de l'évolution du profil en long du tronçon considéré. La relation 3.8 entre volume total de sédiments érodés et volume correspondant de graviers disponibles pour la recharge obtenue dans cette étude, si elle peut donner une indication grossière du potentiel de recharge d'un secteur, devrait être confirmée par d'autres mesures et doit être utilisée en effectuant *a minima* une reconnaissance de terrain sur la composition réelle des berges (épaisseur de la couche de sédiments fins) et leur hauteur : une berge située dans le lit historique de la Durance correspond à une superposition de nappes de charriage, selon le même processus que nous pouvons observer sur les bancs actuellement. Or comme l'ont fait remarquer Rice *et al.* [Rice *et al.*, 2009], cela conduit à une très forte

variabilité spatiale de la granulométrie des matériaux de subsurface. L'erreur associée à l'estimation de l'épaisseur de sédiments fins constituant chaque berge, et donc celle associée à l'estimation des volumes de sédiments fins et de graviers correspondants, peut être très importante en cas d'application « à l'aveugle » de cette relation. Il est également à retenir que l'érosion de berge ne correspond à une recharge sédimentaire que si l'érosion se produit sur une terrasse « perchée » par rapport au niveau moyen du lit.

Nous retiendrons les ordres de grandeur suivants en fonction de la période d'étude, pour un débit de pointe de l'ordre de $1\,200\text{ m}^3/\text{s}$ et un volume écoulé au-dessus du seuil d'entraînement de $3,4 \cdot 10^8\text{ m}^3$:

- des volumes de graviers remobilisés par l'érosion de berge et participant effectivement à la recharge de l'ordre de $1\,100$ à $80\,000\text{ m}^3$ (pour un train de trois sinuosités) ;
- des volumes de graviers charriés par tronçon de l'ordre de $2\,260$ à $92\,000\text{ m}^3$.

Nous avons montré qu'il existe un réel potentiel de recharge sédimentaire en Durance *via* l'érosion des terrasses hautes. L'intérêt d'assurer une continuité du transit sédimentaire sur le cours durancien est donc d'autant plus évident : nous confirmons ainsi l'intérêt des actions menées dans le cadre du contrat de rivière pour favoriser la reprise des matériaux grossiers des terrasses hautes (gestion renouvelée des débits en Durance, recharge mécanique telle qu'elle a pu être mise en œuvre sur l'Ain...). Certains points restent encore à préciser, concernant l'étendue spatiale des « terrasses hautes » et de leur adéquation avec les zones potentiellement remobilisables par la Durance du fait de sa mobilité latérale (cf. parag.3.2).

Annexes

Annexe A

Coordonnées des points kilométriques (PK) duranciens

Système de coordonnées NTF - Lambert III Sud

PK	X	Y	PK	X	Y
152	894100,049980	204779,028344	185	881999,972196	175728,015969
153	893875,022692	203805,031203	186	881600,052144	174812,036139
154	893939,976855	202806,965287	187	881062,025667	173968,998364
155	893579,996257	201875,009676	188	880514,960261	173131,951506
156	892874,959803	201169,973222	189	880399,976677	172137,984639
157	892024,985175	200644,979619	190	879849,968364	171303,039858
158	891249,949574	200012,044388	191	879600,031469	170335,033635
159	890675,031654	199206,003159	192	879060,008020	169493,046898
160	890125,023341	198370,007340	193	878150,019108	169079,042934
161	889800,042316	197425,018855	194	877650,040215	168212,987421
162	889275,048713	196573,993189	195	877100,031902	167378,042640
163	888550,042532	195883,986581	196	876499,994169	166577,992328
164	887749,992221	195284,999886	197	876000,015276	165712,041919
165	887349,967065	194367,969018	198	875475,021673	164861,016253
166	886900,017593	193475,006926	199	875080,041501	163941,988412
167	886750,034436	192487,030977	200	874377,002020	163284,984406
168	886709,989879	191486,968088	201	873525,030419	162765,035787
169	886740,049572	190487,956237	202	873121,011318	161850,001891
170	886089,982418	189727,950483	203	872798,973200	160914,998270
171	885675,032520	188817,961571	204	872174,971795	160174,962242
172	885599,988389	187833,979567	205	871200,028720	160071,960494
173	885910,044671	186883,000164	206	870247,052344	160236,973498
174	885751,968519	185895,970149	207	869275,052176	160259,991236
175	885302,019047	185003,008057	208	868395,017854	159847,984244
176	885119,979223	184036,998807	209	867590,027663	159305,017887
177	885119,979223	183037,041021	210	867011,956629	158500,027696
178	884950,026339	182050,956941	211	866324,998033	157825,050936
179	884575,015894	181124,046313	212	865481,014323	157299,952229
180	884200,005448	180197,030582	213	864565,034493	156939,971631
181	883624,982425	179379,007517	214	863714,954761	156455,022585
182	883200,047663	178473,958485	215	862775,011260	156270,039854
183	882819,992234	177549,044830	216	861795,023201	156404,993165
184	882359,952794	176661,022618	217	860805,050279	156519,976749

PK	X	Y
218	859820,017237	156379,978454
219	858830,044315	156270,039854
220	857839,966289	156140,026423
221	856865,023214	156179,965877
222	855934,959472	156517,033841
223	855014,985697	156758,036911
224	854050,027485	156945,016614
225	853076,030344	157159,008001
226	852166,987367	157559,979091
227	851249,956499	157965,049230
228	850290,043271	158199,956278
229	849355,039649	158551,948986
230	848504,959917	159079,044665
231	847639,955442	159575,029612
232	846744,996378	159954,979938
233	845835,007466	160364,989957
234	844944,988281	160800,014686
235	844050,029216	161245,024278
236	843160,955966	161634,959467
237	842289,960573	162040,029606
238	841484,970382	162627,034465
239	840749,979338	163300,014253
240	840049,987867	164015,035570
241	839073,047819	164194,973318
242	838074,981903	164227,975918
243	837100,038828	164441,967305
244	836171,972058	164804,995914
245	835185,047147	164970,008919
246	834200,014105	165005,008492
247	833216,032101	165104,962229
248	832275,037561	164830,010625
249	831389,012321	164390,046016
250	830504,984054	163926,012631
251	829620,009853	163475,012120
252	828679,961248	163726,000053
253	827810,016893	164184,988454
254	827032,984319	164814,034843
255	826107,965561	165121,043114
256	825211,009523	165526,008150

PK	X	Y
257	824334,969147	165874,952847
258	823397,022618	166169,033347
259	822516,042362	166599,959027
260	821706,953122	167164,997187
261	820874,951248	167668,024091
262	819995,022030	168105,991727
263	819114,987708	168560,040249
264	818265,013080	169037,001404
265	817728,983576	169849,979486
266	817726,040669	170844,997391
267	817409,047534	171785,991931
268	816941,020204	172664,975214
269	816330,051673	173440,010816
270	815491,007843	173980,034265
271	814616,018505	174445,013584
272	813914,975996	175119,990345
273	813364,967683	175947,998273
274	812794,043709	176760,030421
275	812073,977408	177440,998099
276	811259,948288	178000,045341
277	810360,049343	178405,956311
278	809474,970038	178825,005259
279	808611,016602	179289,984578
280	807685,051909	179608,974685
281	806694,973883	179680,024870
282	805757,973288	179999,960912
283	805042,006036	180660,012929
284	804200,019299	181200,036378
285	803306,006169	181636,952977
286	802406,948055	182067,037826
287	801476,989417	182415,036589
288	800485,019522	182293,956983
289	799490,001616	182209,979027
290	798500,028694	182363,010195
291	797511,001707	182540,005036
292	796529,962610	182715,002903
293	795545,034671	182874,970924
294	794560,001629	183049,968792
295	793564,983724	183164,952376

Annexe B

Liste des notations utilisées

a, b, c	Respectivement le grand axe, l'axe intermédiaire et le plus petit axe d'une particule [m]
A, B	Coefficients de forme du matériau [adim.]
α	Angle local du fond du lit par rapport à l'horizontale (orthogonal à la direction de l'écoulement) [rad]
α_D	Coefficient d'abrasion tel que $\alpha_P = 3\alpha_D$ [adim.]
α_P	Coefficient d'abrasion (loi de Sternberg [Sternberg, 1875]) [adim.]
β	Angle du fond par rapport à l'horizontale [rad]
C	Célérité des ondes de surface [m.s ⁻¹]
d^*	Diamètre caractéristique des particules en granulométrie uniforme [m]
D	Diamètre de la particule [m]
D_0	Diamètre initial de la particule (loi de Sternberg [Sternberg, 1875]) [m]
D_h	Diamètre hydraulique [m]
D_i	Diamètre du percentile i , soit tel que i % des particules de l'échantillon ont un diamètre $\leq$ à D_i ; D_{50} est le diamètre médian [m]
D_{sg}	Diamètre moyen (moyenne géométrique) des particules de surface
$e_{mobilisée}$	Épaisseur de matériaux mobilisés [m]
F_a	Poussée d'Archimède [N]
F_e	Force d'entraînement [N]
F_f	Force de frottement [N]
F_g	Gravité [N]
F_p	Force de portance [N]
F_t	Force de traînée [N]
Fr	Nombre de Froude [adim.]
g	Accélération de la pesanteur [m.s ⁻²]
γ_s, γ	Poids volumiques du matériau et de l'eau [N.m ⁻³]
γ'	Part respective du comportement indépendant des particules ($\gamma' = 0$) ou de la condition de seuil équivalent ($\gamma' = 1$)
h	Hauteur d'eau [m]
I	Pente générale du fond du lit ou pente de la ligne d'énergie, $I = \tan \beta$ [m.m ⁻¹]
I_n	Indice de mobilité à l'année n [adim.]
I_S	Indice de sinuosité [adim.]
k	Nombre réel [adim.]
l_{BA}	Largeur de bande active [m]
ν	Viscosité cinématique de l'eau [m ² .s ⁻¹]
Ω	Puissance brute de l'écoulement [kg.m.s ⁻³]
ω	Puissance spécifique de l'écoulement [kg.s ⁻³]
P	Poids du grain [N]
Pe	Périmètre de l'ellipse ajustée au galet [m]
Pg	Périmètre du galet [m]

p_g	Proportion de graviers d'un diamètre supérieur à 8 mm pour les matériaux de subsurface du banc [adim.]
P_t	Composante tangentielle du poids [N]
ϕ	Angle de repos (ou angle de frottement interne) des matériaux ; $\tan \phi$ est un coefficient de frottements [adim.]
q_b^*	Taux de transport adimensionnel de la charge de fond [adim.]
Q	Débit liquide [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]
Q_c	Débit de début d'entraînement [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]
Q_i	Débit de période de retour i ans [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]
Q_{max}	Débit de pointe [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]
Q_s	Débit solide [$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$]
r_c	Rayon de courbure [m]
R_e	Nombre de Reynolds de l'écoulement [adim.]
R_h	Rayon hydraulique [m]
R^*	Nombre de Reynolds de grain [adim.]
ρ_s, ρ	Masse volumique du matériau et de l'eau [$\text{kg}.\text{m}^{-3}$]
$\rho_{app-subsurface}$	Masse volumique apparente des matériaux de subsurface [$\text{kg}.\text{m}^{-3}$]
$\rho_{graviers}$	Masse volumique des graviers [$\text{kg}.\text{m}^{-3}$]
$\rho_{graviers+matrice}$	Masse volumique des graviers+matrice [$\text{kg}.\text{m}^{-3}$]
S	Rapport γ_s/γ [adim.]
T	Période de retour [an]
τ	Contrainte de cisaillement au fond ou contrainte tractrice ($\tau = \gamma R_h I$) [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_b	Contrainte de cisaillement sur fond incliné d'un angle α par rapport à l'horizontale [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_{bc}	Contrainte de cisaillement critique sur fond incliné d'un angle α par rapport à l'horizontale [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_c	Contrainte de cisaillement critique [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_{ci}	Contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre D_i [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_{ci}^*	Contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre D_i , rendue adimensionnelle [adim.]
τ_{cg}	Contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre D_{sg} [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_{cg}	Contrainte de cisaillement critique au fond pour le grain de diamètre D_{sg} , rendue adimensionnelle [adim.]
τ^*	Paramètre de Shields ($\tau^* = (R_h I)/((S - 1)D)$) [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
τ_c^*	Paramètre de Shields critique [$\text{N}.\text{m}^{-2}$]
u^*	Vitesse de frottement près du fond [$\text{m}.\text{s}^{-1}$]

v	Vitesse de l'écoulement [m.s^{-1}]
v_e	Vitesse moyenne d'érosion [m.an^{-1}]
$v_{\text{matériaux}}$	Vitesse annuelle des matériaux [m.an^{-1}]
V_{graviers}	Volume de sédiments grossiers (graviers ou plus gros) [m^3]
$V_{\text{subsurface}}$	Volume de matériaux de subsurface [m^3]
V_s	Volume de charriage annuel [m^3]
$V_{\text{érodé}}_{\text{fines+matrice}}$	Volume de matériaux fins (lentilles de sédiments fins+matrice) remobilisées par l'érosion de berge [m^3]
$V_{\text{érodé}}_{\text{graviers}}$	Volume de graviers issus de l'érosion de berge [m^3]
$V_{\text{érodé}}_{\text{graviers+matrice}}$	Volume de graviers+matrice issus de l'érosion de berge [m^3]
$V_{\text{charriage}}_{\text{graviers}}$	Volume de graviers exporté, qui transite par charriage [m^3]
$V_{\text{recharge}}_{\text{graviers}}$	Volume de graviers remobilisé au-dessus de la cote moyenne du banc, participant effectivement à la recharge du système [m^3]
w	Largeur du lit [m]
W, W_n	Volume d'eau écoulé au-dessus de Q_c (l'année n) [m^3]
ξ	Coefficient d'abattement (< 1) [adim.]

Bibliographie

- ALBER, A. et PIÉGAY, H. (2011). Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network-scale : Application to the Rhone basin (France). *Geomorphology*, 125(3):343–360. [→p. [149](#), [154](#), [155](#)]
- ALLAIN JEGOU, C. (2002). *Relations végétation–écoulement–transport solide dans le lit des rivières. Etude de l’Isère dans le Grésivaudan*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France. [→p. [39](#), [40](#)]
- AMOROS, C. et PETTS, G. E. (1993). *Hydrosystèmes fluviaux*. Collection d’écologie n°24. Masson, Paris, France. [→p. [3](#), [5](#), [11](#), [163](#)]
- ANTHONY, E. J. et JULIAN, M. (1999). Source-to-sink sediment transfers, environmental engineering and hazard mitigation in the steep Var River catchment, French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 31(1-4):337–354. [→p. [16](#)]
- ARNAUD, F., BÉAL, D., PIÉGAY, H., ROLLET, A.-J. et SCHMITT, L. (2012). Suivi géomorphologique d’une expérience de recharge sédimentaire pour la restauration d’un tronçon fluvial dégradé : le cas du Vieux Rhin en aval du barrage de Kembs. Journées des Jeunes Géomorphologues, Strasbourg, France. [→p. [86](#), [110](#)]
- ARNAUD, F., PIÉGAY, H., SCHMITT, L. et ROLLET, A.-J. (2011). Restauration de la dynamique sédimentaire du Vieux Rhin en aval du barrage de Kembs : Analyse géomorphologique temporelle et spatiale. Séminaire de doctorants en géomorphologie fluviale, Lyon, France. [→p. [84](#), [91](#)]
- ARNAUD-FASSETTA, G. (1998). *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université Aix–Marseille 1, France. [→p. [39](#)]
- ASHMORE, P. (1991). Channel morphology and bed load pulses in braided, gravel-bed streams. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 73(1):37–52. [→p. [149](#)]
- ASHWORTH, P. J. (1987). *Bedload transport and channel changes in gravel bed rivers*. Thèse de doctorat, University of Stirling, U. K. [→p. [85](#)]
- ASHWORTH, P. J. et FERGUSON, R. I. (1989). Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams. *Water Resources Research*, 25(4):627–634. [→p. [85](#), [107](#), [137](#)]
- ATTAL, M. (2003). *Érosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d’orogènes actifs*. Thèse de doctorat, Université Grenoble 1 – Joseph Fourier, France. [→p. [116](#), [129](#)]
- BABAEYAN-KOOPAEI, K., ERVINE, D. A. et PENDER, G. (2003). Field measurements and flow modeling of overbank flows in River Severn, U.K. *Journal of Environmental Informatics*, 1(1):28–36. [→p. [112](#)]
- BACQ, B. (2009). Typologie de la structure hydro-morphologique de la Durance à l’aval de l’Escale. Mémoire de Master, Université Aix–Marseille 1, France. [→p. [133](#), [154](#), [155](#)]
- BAGNOLD, R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. Professional Paper 422-I, United States Department of the Interior, U.S. Geological Survey. [→p. [7](#)]

- BALLAND, P., HUET, P., LAFONT, E., LETEURTOIS, J.-P. et PIERRON, P. (2002). Rapport sur la Durance – propositions de simplification et de modernisation du dispositif d'intervention de l'État sur la gestion des eaux et du lit de la Durance – contribution à un Plan Durance. Rapport technique IGE/01/025, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, Ministère de l'Agriculture, de l'Alimentation, de la Pêche et des Affaires Rurales, Ministère délégué à l'Industrie, Ministère de l'Équipement, des Transports, du Logement, du Tourisme et de la Mer. [→p. [23](#), [29](#), [33](#)]
- BARBIERO, C., BOUCHARD, J.-P., PEREIRA, A. et POIREL, A. (2003). L'expérience d'Électricité de France dans la gestion du transport solide au droit des retenues. In MERLIN, M., éditeur : *Barrages et Développement Durable en France*, pages 191–211. Comité Français des Grands Barrages et Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, Jouve, Paris. [→p. [87](#)]
- BARRETT, P. J. (1980). The shape of rock particles, a critical-review. *Sedimentology*, 27(3): 291–303. [→p. [116](#)]
- BARTHOLDY, J. et BILLI, P. (2002). Morphodynamics of a pseudomeandering gravel bar reach. *Geomorphology*, 42(3-4):293–310. [→p. [183](#)]
- BATALLA, R. J., GOMEZ, C. M. et KONDOLF, G. M. (2004). Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology*, 290(1-2):117–136. [→p. [37](#)]
- BATALLA, R. J. et VERICAT, D. (2009). Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows : Implications for management in large mediterranean rivers. *River Research and Applications*, 25(3):297–314. [→p. [38](#)]
- BELLEUDY, P. (2001). *Le transport solide en rivière : lacunes de connaissances et besoins méthodologiques – Mémoire pour obtenir le diplôme d'Habilitation à Diriger les Recherches*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble. [→p. [39](#)]
- BELLEUDY, P., VALETTE, A. et GRAFF, B. (2010). Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds : First trials of signal spectral analyses. In GRAY, J. R., LARONNE, J. B. et MARR, J. D. G., éditeurs : *Bedload-surrogate monitoring technologies : U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5091*, pages 67–84. U.S. Geological Survey. [→p. [141](#)]
- BENDA, L. (2008). Confluence environments at the scale of river networks. In RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs : *River confluences, tributaries and the fluvial network*, chapitre 13, pages 271–300. John Wiley & Sons. [→p. [117](#)]
- BENDA, L. et DUNNE, T. (1997). Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resources Research*, 33(12):2865–2880. [→p. [115](#), [149](#)]
- BERNI, C. (2011). *Processus de mobilisation et de transport de sédiments dans la zone de déferlement*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France. [→p. [208](#)]
- BERTIER, C. et BOUCHARD, J.-P. (2007). Gestion sédimentaire à l'échelle d'un bassin versant : la Durance. Rapport technique, EDF/LNHE. [→p. [35](#), [79](#)]
- BERTOLDI, W., ZANONI, L. et TUBINO, M. (2010). Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river : The Tagliamento River (Italy). *Geomorphology*, 114(3):348–360. [→p. [37](#)]
- BIRON, P. M. et LANE, S. N. (2008). Modelling hydraulics and sediment transport at river confluences. In RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs : *River confluences, tributaries and the fluvial network*, chapitre 3, pages 17–44. John Wiley & Sons. [→p. [117](#)]

- BLANCHET, C. et MORIN, E. (1990). Les affouillements et la protection des berges dans les coudes des rivières à fond mobile - rapport de synthèse de la Sogreah. Rapport technique Notice STC.ER.VN n° 90-2, Service Technique Central des Ports Maritimes et Voies Navigables. [→p. 139]
- BOURDIN, L. et STROFFEK, S. (2011). Guide technique SDAGE – restaurer et préserver les cours d’eau – restauration hydromorphologique – concevoir pour négocier. Rapport technique, Agence de l’Eau RMC et DREAL Rhône-Alpes pour le Comité de bassin Rhône-Méditerranée. [→p. 39]
- BRANDT, S. A. (2000). Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40:375–401. [→p. 14]
- BRAUDRICK, C. A., DIETRICH, W. E., LEVERICH, G. T. et SKLAR, L. S. (2009). Experimental evidence for the conditions necessary to sustain meandering in coarse-bedded rivers. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(40):16936–16941. [→p. 149, 150]
- BRAVARD, J.-P. (1985). *Le Haut-Rhône français, dynamique naturelle et impacts des travaux d’aménagement d’un fleuve et de sa vallée*. Thèse de doctorat, Université Lyon 3, France. [→p. 39]
- BRAVARD, J.-P. (1986). La basse vallée de l’Ain : dynamique fluviale appliquée à l’écologie. In ROUX, A. L., éditeur : *Documents de Cartographie Écologique, recherches interdisciplinaires sur les écosystèmes de la basse-plaine de l’Ain (France) : potentialités évolutives et gestion*, volume 29, pages 17–43. CNRS éditions. [→p. 107, 167]
- BRAVARD, J.-P., KONDOLF, G. M. et PIÉGAY, H. (1999). Environmental and societal effects of river incision and remedial strategies. In SIMON, A. et DARBY, S. E., éditeurs : *Incised river channels*, chapitre 12, pages 303–341. J. Wiley & Sons. [→p. 15]
- BRAVARD, J.-P. et PETIT, F. (1997). *Les cours d’eau, dynamique du système fluvial*. Armand Colin. [→p. 5, 8, 9, 37, 82, 146, 192]
- BRICE, J. (1982). Stream channel stability assessment – final report. Rapport technique, U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration, Washington, DC. [→p. 150]
- BRICE, J. C. (1964). Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. Rapport technique Professional Paper 422-D, U.S. Geological Survey. 41 pp. [→p. 79, 172]
- BRIDGE, J. S. (2003). *Rivers and floodplains : forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell Publishing Ltd. [→p. 167]
- BRIERLEY, G. J. et FRYIRS, K. A. (2005). *Geomorphology and River Management : Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publishing, Oxford, UK. [→p. 39]
- BROOKES, A. (1988). *Channelized Rivers : Perspectives for Environmental Management*. John Wiley & Sons Ltd. [→p. 14, 15]
- BROWNLIE, W. R. (1981). Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels. Rapport technique KH-R-43A, W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA. 232 pp. [→p. 55]
- BUFFINGTON, J. D., DIETRICH, W. E. et KIRCHNER, J. W. (1992). Friction angle measurements on a naturally formed gravel streambed : Implications for critical boundary shear stress. *Water Resources Research*, 28:411–425. [→p. 60]
- BUFFINGTON, J. M. et MONTGOMERY, D. R. (1997). A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, 33(8):1993–2029. [→p. 76, 77]
- BULL, W. B. (1979). Threshold of critical power in streams. *Geological Society of America Bulletin*, 90(5):453–464. [→p. 7]

- BUNTE, K. et ABT, S. R. (2001). Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel- and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. Rapport technique, U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. [→p. [5](#), [68](#), [89](#), [116](#), [122](#), [186](#)]
- BURGE, L. M. (2005). Wandering Miramichi rivers, New Brunswick, Canada. *Geomorphology*, 69(1-4):253–274. [→p. [9](#)]
- BUSSKAMP, R. (1993). *Erosion, Einzellaufwege und Ruhephasen : Analysen und Modellierungender Stochastischen Parameter des Grobgeschiebetransportes*. Thèse de doctorat, Free University of Berlin, Germany. [→p. [85](#)]
- BUSSKAMP, R. (1994). The influence of channel steps on coarse bed load transport in mountain torrents : case study using the radio tracer technique 'petsy'. In ERGENZINGER, P. et SCHMIDT, K.-H., éditeurs : *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers, Lecture Notes in earth sciences*, volume 52, pages 129–139. Springer-Verlag, Berlin. [→p. [85](#)]
- CAMENEN, B., LE COZ, J., PAQUIER, A. et LAGOUY, M. (2010). An estimation of gravel mobility over an alpine river gravel bar (Arc en Maurienne, France) using PIT-tag tracers. In DITTRICH, A., KOLL, K., ABERLE, J. et GEISENHAINER, P., éditeurs : *5th International Conference on Fluvial Hydraulics (River Flow 2010)*, volume 2, pages 953–960, Braunschweig, Germany. Bundesanstalt für Wasserbau. [→p. [89](#), [91](#), [111](#)]
- CAPANNI, R. (2011). *Étude et gestion intégrée des transferts sédimentaires dans le système Gapeau – rade d'Hyères*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1, France. [→p. [86](#), [89](#), [91](#), [93](#)]
- CARLING, P. (1987). Bed stability in gravel streams, with reference to stream regulation and ecology. In RICHARD, K., éditeur : *River Channels : Environment and Process*, pages 321–347. Basil Blackwell, Oxford. [→p. [86](#), [146](#)]
- CARLING, P., KELSEY, A. et GLAISTER, M. S. (1992). Effect of bed roughness, particle shape and orientation on initial motion criteria. In BILLI, P., HEY, R. D., THORNE, C. R. et TACCONI, P., éditeurs : *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, pages 23–37. John Wiley & Sons. [→p. [85](#)]
- CARLING, P. A., WILLIAMS, J. J., KELSEY, A., GLAISTER, M. S. et ORR, H. G. (1998). Coarse bedload transport in a mountain river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(2):141–157. [→p. [185](#)]
- CHACHO, E. F. J., BURROWS, R. L. et EMMETT, W. W. (1989). Detection of coarse sediment movement using radio transmitters. In *Proceedings of the XXIII Congress on Hydraulics and the Environment*, pages B-367–B-373, Ottawa, Canada. International Association for Hydraulic Research. [→p. [85](#)]
- CHAPUIS, M. (2008). Contribution à l'étude du transport solide par charriage en conditions naturelles (torrent du Bouinenc, Alpes-de-Haute-Provence) : mise en place de la technique de traçage de particules par radio-identification. Mémoire de Master, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, France. [→p. [68](#), [84](#), [89](#), [91](#), [112](#)]
- CHAPUIS, M. et COLLOMB, D. (in rev.). La cicatrization des rivières méditerranéennes françaises après les grandes perturbations de la deuxième moitié du XXe siècle : réponses des systèmes fluviaux et stratégies de gestion. exemples de la Durance, du Var, de la Cèze. *Revue Méditerranée*, n/a:n/a–n/a. [→p. [14](#), [15](#), [16](#), [19](#), [23](#), [25](#)]
- CHAPUIS, M., DUFOUR, S., PROVANSAL, M. et COUVERT, B. (2010). Multiple scale analysis of bed mobility in a highly modified system (Durance River, South-Eastern France). poster. [→p. [12](#)]

- CHARBONNIÈRE, C. (2009). Évolution morphologique récente des confluences en moyenne Durance (Asse, Bléone, Verdon). Mémoire de Master, Université Aix-Marseille 1, France. [→p. 118, 211]
- CHURCH, M. (1983). Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In COLLINSON, J. D. et LEWIN, J., éditeurs : *Modern and Ancient Fluvial Systems*, chapitre 13, pages 169–180. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. [→p. 9]
- CHURCH, M. (2002). Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology*, 47(4):541–557. [→p. 3, 6, 8, 21]
- CHURCH, M. et HASSAN, M. A. (1992). Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Water Resources Research*, 28(1):299–303. [→p. 84]
- CHURCH, M. et HASSAN, M. A. (2002). Mobility of bed material in Harris Creek. *Water Resources Research*, 38(11):1237–. [→p. 149, 150]
- CHURCH, M. et KELLERHALS, R. (1978). On the statistics of grain size variation along a gravel river. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(7):1151–1160. [→p. 116]
- CHURCH, M. J. (2003). Attrition (abrasion), fluvial. In MIDDLETON, G. V., éditeur : *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*, pages 24–25. Kluwer Academic Publishers. [→p. 116]
- CLAYTON, J. A. (2010). Local sorting, bend curvature, and particle mobility in meandering gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 46(2):W02601–. [→p. 82, 149, 184]
- CLAYTON, J. A. et PITLICK, J. (2007). Spatial and temporal variations in bed load transport intensity in a gravel bed river bend. *Water Resources Research*, 43(2):W02426. [→p. 169, 170, 183]
- COLLINS, B. et DUNNE, T. (1990). Fluvial geomorphology and river-gravel mining : a guide for planners, case studies included. Rapport technique, California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Sacramento, Special publication. [→p. 15]
- CONSTANTINE, C. R. (2006). *Quantifying the connections between flow, bar deposition, and meander migration in large gravel-bed rivers*. Thèse de doctorat, University of California, Santa Barbara, U.S.A. [→p. 147, 149, 150, 151, 155, 158, 168, 169, 197, 210]
- CORENBLIT, D., TABACCHI, E., STEIGER, J. et GURNELL, A. (2007). Reciprocal interactions and adjustments between fluvial landforms and vegetation dynamics in river corridors : a review of complementary approaches. *Earth-Science Reviews*, 84:56–86. [→p. 12, 146]
- COTTET, M. (2006). Mesure et structures spatiales et temporelles de l'émoussé des galets dans le réseau hydrographique du Bez. Mémoire de Master, Université Lyon 3 – Jean Moulin, France. [→p. 116, 122, 129]
- COULTHARD, T. J. et VAN DE WIEL, M. J. (2006). A cellular model of river meandering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31:123–132. [→p. 113]
- COUVERT, B., LEFORT, P., PEIRY, J.-L. et BELLEUDY, P. (1999). La gestion des rivières, transport solide et atterrissements : guide méthodologique. Les études des Agences de l'Eau n°65, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse. [→p. 12, 14, 28, 29, 39]
- COUVERT, B. et MAGNAN, D. (2007). Retour d'expérience sur la gestion du transit sédimentaire dans les cours d'eau du sud-est de la France. *SHF*, Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains:219–228. [→p. 16]
- COUVERT, B., PIGNOLY, H. et DODDOLI, C. (2008a). Contrat de Rivière du Val de Durance – fiches actions. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement du Val de Durance. [→p. 62, 196]

- COUVERT, B., PIGNOLY, H. et DODDOLI, C. (2008b). Contrat de Rivière du Val de Durance – rapport de présentation. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement du Val de Durance. [→p. [23](#), [24](#), [29](#), [30](#), [32](#), [33](#), [35](#), [36](#), [37](#), [39](#), [41](#), [42](#), [43](#), [44](#), [62](#), [87](#), [114](#), [117](#), [121](#), [147](#), [185](#), [189](#), [193](#)]
- COUVERT, B., PIGNOLY, H. et DODDOLI, C. (2008c). Contrat de Rivière du Val de Durance – rapport de synthèse. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement du Val de Durance. [→p. [v](#), [39](#), [40](#), [41](#), [42](#), [120](#), [153](#)]
- CRICKMORE, M. J. (1967). Measurement of sand transport in rivers with special reference to tracer methods. *Sedimentology*, 8(3):175–228. [→p. [84](#), [86](#)]
- CROSATO, A. (2008). *Analysis and modelling of river meandering*. Delft University Press. [→p. [149](#)]
- 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, France. [→p. [39](#)]
- DEGOUTTE, G. (2006). *Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées*. Tec et Doc, Lavoisier. [→p. [5](#), [6](#), [8](#), [9](#), [53](#), [54](#), [56](#), [58](#)]
- DESCROIX, L. et GAUTIER, E. (2002). Water erosion in the southern French alps : climatic and human mechanisms. *Catena*, 50(1):53–85. [→p. [10](#)]
- DIEPENBROEK, M., BARTHOLOMA, A. et IBBEKEN, H. (1992). How round is round - a new approach to the topic roundness by Fourier grain shape-analysis. *Sedimentology*, 39(3):411–422. [→p. [116](#)]
- DIETRICH, W. E. (1987). Mechanics of flow and sediment transport in river bends. In RICHARDS, K. S., éditeur : *River Channels : Environment and Process*, chapitre 8, pages 179–227. Institute of British Geographers Special Publication No. 18, Basil Blackwell, Inc. [→p. [82](#), [109](#), [113](#), [147](#), [148](#)]
- DINGER, F. et FISCHESSE, D. (1982). L'étude d'impact des aménagements de cours d'eau. Rapport technique, Cemagref. [→p. [13](#)]
- 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, France. [→p. [154](#)]
- DUFOUR, S. (2007). Contrôles hydro-morphologiques et activités anthropiques dans les forêts alluviales du bassin rhodanien, de la quantification des processus à la gestion des milieux. *Annales de Géographie*, 654:126–146. [→p. [146](#)]
- DUFOUR, S. et PIÉGAY, H. (2009). From the myth of a lost paradise to targeted river restoration : Forget natural references and focus on human benefits. *River Research and Applications*, 25(5):568–581. [→p. [38](#)]
- DZANA, J.-G. et GAILLARD, S. (1996). Hydrodynamique et mobilité d'une boucle de méandre au stade du débit à pleins bords. l'exemple de la Seine supérieure. *Géomorphologie - Relief Processus Environnement*, 2:13–27. [→p. [113](#)]
- EATON, B. C., CHURCH, M. et DAVIES, T. R. H. (2006). A conceptual model for meander initiation in bedload-dominated streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(7): 875–891. [→p. [83](#)]
- EATON, B. C. et LAPOINTE, M. F. (2001). Effects of large floods on sediment transport and reach morphology in the cobble-bed Sainte Marguerite River. *Geomorphology*, 40(3-4):291–309. [→p. [84](#)]
- EGIAZAROFF, I. V. (1965). Calculation of nonuniform sediment concentrations. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 91(4):225–247. [→p. [60](#)]

- EINSTEIN, H. A. (1937). *Bedload transport as a probability problem*. Thèse de doctorat, ETH Zürich, Switzerland. (Der Geschiebetrieb als Wahrscheinlichkeitsproblem, English translation in *Sedimentation* (reprinted 1972), Hsieh Wen Shen (ed.), Water Resources Publications : Fort Collins, CO ; Appendix C, 105 pp.). [→p. 84]
- EL KADI ABDERREZZAK, K. (2008). *Évolution d'un lit de rivière en fonction des apports*. Thèse de doctorat, Université Lyon 1, France. [→p. 39]
- EMMETT, W. W., BURROWS, R. L., EDWARD, F. et CHACHO, E. F. J. (1990). Coarse particle transport in a gravel-bed river. *In Third International Workshop on Gravel-bed Rivers*, Firenze, Italy. [→p. 85]
- ERCAN, A. et YOUNIS, B. A. (2009). Prediction of bank erosion in a reach of the Sacramento River and its mitigation with groynes. *Water Resources Management*, 23(15):3121–3147. [→p. 147, 150]
- ERGENZINGER, P. et CONRADY, J. (1982). A new tracer technique for measuring bedload in natural channels. *Catena*, 9:77–80. [→p. 85]
- ERGENZINGER, P., SCHMIDT, K.-H. et BUSSKAMP, R. (1989). The pebble transmitter system (pets) : first results of a technique for studying coarse material erosion, transport and deposition. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 33:503–508. [→p. 85]
- ERSKINE, W. D. (1990). Environmental impacts of sand and gravel extraction on river systems. *In DAVIE, P., E., S. et CHOY, L. D., éditeurs : The Brisbane River : a Source Book for the Future*, pages 295–302. Australian Littoral Society, Queensland. [→p. 15]
- FERGUSON, R., HOEY, T., WATHEN, S. et WERRITTY, A. (1996). Field evidence for rapid downstream fining of river gravels through selective transport. *Geology*, 24(2):179–182. [→p. 85]
- FERGUSON, R. I., BLOOMER, D. J., HOEY, T. B. et WERRITTY, A. (2002). Mobility of river tracer pebbles over different timescales. *Water Resources Research*, 38(5):1045–. [→p. 84]
- FERGUSON, R. I. et WATHEN, S. J. (1998). Tracer-pebble movement along a concave river profile : Virtual velocity in relation to grain size and shear stress. *Water Resources Research*, 34(8):2031–2038. [→p. 85]
- FERGUSON, R. I. et WERRITTY, A. (1983). Bar development and channel changes in the gravelly River Feshie, Scotland. *In COLLINSON, J. D. et LEWIN, J., éditeurs : Modern and Ancient Fluvial Systems*, chapitre 14, pages 181–193. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. [→p. 9]
- FLORSHEIM, J. L., MOUNT, J. F. et CHIN, A. (2008). Bank erosion as a desirable attribute of rivers. *Bioscience*, 58(6):519–529. [→p. 146]
- FOLK, R. L. et WARD, W. C. (1957). Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1):3–26. [→p. 79]
- FREY, P. et CHURCH, M. (2010). Gravel transport in granular perspective. *In Gravel-bed Rivers VII*. [→p. 107, 108, 135, 136, 137, 140, 182, 208]
- FREY, P. et CHURCH, M. (2011). Bedload : a granular phenomenon. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(1):58–69. [→p. 208]
- FRISSELL, C. A., LISS, W. J., WARREN, C. E. et HURLEY, M. D. (1986). A hierarchical framework for stream habitat classification : Viewing streams in a watershed context. *Environmental Management*, 10:199–214. [→p. 4, 47, 205]
- FULLER, I. C., LARGE, A. R. G. et MILAN, D. J. (2003). Quantifying channel development and sediment transfer following chute cutoff in a wandering gravel-bed river. *Geomorphology*, 54(3-4):307–323. [→p. 150]

- GALAY, V. J. (1983). Causes of river bed degradation. *Water Resources Research*, 19:1057–1090. [→p. 15]
- GAUTIER, E. (1992). *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch*. Thèse de doctorat, Université Paris 10, Nanterre, France. [→p. 39]
- GAUTIER, E., CORBONNOIS, J., PETIT, F., ARNAUD-FASSETTA, G., BRUNSTEIN, D., GRIVEL, S., HOUBRECHTS, G. et BECK, T. (2009). Multi-disciplinary approach for sediment dynamics study of active floodplains. *Géomorphologie - Relief Processus Environnement*, 1:65–78. [→p. 183, 184]
- GEAY, T. et BELLEUDY, P. (2011). La musique des rolling stones ou la mesure acoustique du transport solide. Séminaire de doctorants en géomorphologie fluviale, Lyon, France. [→p. 141]
- GIGOT, P., THOMEL, G., COLOMB, E., DUBAR, M., DUROZOY, G. et DAMIANI, L. (1982). Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Forcalquier – notice explicative. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. [→p. 25, 27]
- GILVEAR, D. J. (1999). Fluvial geomorphology and river engineering : future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology*, 31(1-4):229–245. [→p. 39]
- GINTZ, D., HASSAN, M. A. et SCHMIDT, K.-H. (1996). Frequency and magnitude of bedload transport in a mountain river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(5):433–445. [→p. 85]
- GIREL, J. (2008). River diking and reclamation in the alpine piedmont : The case of the Isère. In MAUCH, C. et ZELLER, T., éditeurs : *Rivers in History. Perspectives on Waterways in Europe and North America*, pages 78–88. The University of Pittsburgh Press (Pittsburgh). [→p. 33]
- GOFF, J. R. et ASHMORE, P. (1994). Gravel transport and morphological change in braided Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(3):195–212. [→p. 84]
- GOMEZ, B., NAFF, R. L. et HUBBELL, D. W. (1989). Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14(2):135–156. [→p. 185]
- GOUZE, E., RAIMBAULT, P., GARCIA, N., BERNARD, G. et PICON, P. (2008). Nutrient and suspended matter discharge by tributaries into the Berre Lagoon (France) : The contribution of flood events to the matter budget. *Comptes Rendus Géoscience*, 340(4):233–244. [→p. 44]
- GREGORY, K. J. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79(3-4):172–191. [→p. 13, 15, 18]
- GUGLIELMI, Y. (1993). *Hydrogéologie des aquifères plio-quaternaires de la basse vallée du Var, Alpes-Maritimes, France*. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, France. 188 pp. [→p. 16]
- HAM, D. G. et CHURCH, M. (2000). Bed-material transport estimated from channel morphodynamics : Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(10):1123–1142. [→p. 185, 192]
- HASCHENBURGER, J. K. et CHURCH, M. (1998). Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(9):791–808. [→p. 7, 86]
- HASSAN, M. A. (1988). *The movement of bedload particles in a gravel bed stream and its relationship to the transport mechanism of the scour layer (in Hebrew)*. Thèse de doctorat, Hebrew University of Jerusalem. [→p. 85]

- HASSAN, M. A. et CHURCH, M. (1992). The movement of individual grains on the streambed. In BILLI, P., HEY, R. D., THORNE, C. R. et TACCONI, P., éditeurs : *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, pages 159–175. John Wiley & Sons. [→p. 84, 85, 86]
- HASSAN, M. A., SCHICK, A. P. et LARONNE, J. B. (1984). The recovery of flood-dispersed coarse sediment particle, a three dimensional magnetic tracing method. In SCHICK, A. P., éditeur : *Channel Processes–Water, Sediment and Catchment Controls*, volume Supplement 5, pages 153–162. Catena. [→p. 85]
- HENDRICK, R. R., ELY, L. L. et PAPANICOLAOU, A. N. (2010). The role of hydrologic processes and geomorphology on the morphology and evolution of sediment clusters in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 114(3):483–496. [→p. 5, 58, 146]
- HICKIN, E. J. et NANSON, G. C. (1975). The character of channel migration on the Beaton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 86(4): 487–494. [→p. 149, 169, 172, 177, 179]
- HICKIN, E. J. et NANSON, G. C. (1984). Lateral migration rates of river bends. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 110(11):1557–1567. [→p. 149, 169, 177, 179]
- HICKS, D. M., DUNCAN, M. J., LANE, S. N., TAL, M. et WESTAWAY, R. (2007). Contemporary morphological change in braided gravel-bed rivers : new developments from field and laboratory studies, with particular reference to the influence of riparian vegetation. In HABERSACK, H., PIÉGAY, H. et RINALDI, M., éditeurs : *Gravel-Bed Rivers VI : From Process Understanding to River Restoration*, volume 11, chapitre 21, pages 557–584. Elsevier. [→p. 13]
- HOEY, T. B. et SUTHERLAND, A. J. (1991). Channel morphology and bedload pulses in braided rivers : a laboratory study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(5):447–462. [→p. 185]
- HOOKE, J. M. (1980). Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5(2):143–157. [→p. 148, 149]
- HOOKE, R. L. (1975). Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *The Journal of Geology*, 83:543–565. [→p. 109]
- HOWARD, A. D. et KNUTSON, T. R. (1984). Sufficient conditions for river meandering - a simulation approach. *Water Resources Research*, 20(11):1659–1667. [→p. 149]
- HUBBELL, D. W. et SAYRE, W. W. (1964). Sand transport studies with radioactive tracers. In *Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers (3900)*, volume 90 (HY3), pages 39–68. American Society of Civil Engineers. [→p. 86]
- IBAÑEZ, C., PRAT, N. et CANICIO, A. (1996). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers : Research & Management*, 12(1):51–62. [→p. 14]
- IMBEAUX, M. E. (1892). Annales des Ponts et Chaussées – mémoires et documents relatifs à l’art des constructions et au service de l’ingénieur, n°1 – La Durance, régime, crues et inondations. Rapport technique, Pont et Chaussées. [→p. 23, 24]
- JODEAU, M. (2007). *Morphodynamique d’un banc de galets en rivière aménagée lors de crues*. Thèse de doctorat, Université Lyon 1, France. [→p. 39]
- JORDA, M. et GABERT, J. (1984). Alpes occidentales et Sud-Est de la France. In *Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires, 25e Congrès Géographique International*, Paris, France. [→p. 26]
- JURAMY, S. et MONFORT, I. (1986). *L’évolution des lits fluviaux, l’exemple d’une rivière aménagée : la Durance*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 2, France. [→p. 12, 21, 22, 24, 25, 27, 28, 30, 37, 38, 40, 117]

- KATOLIKOV, V. et KOPALIANI, Z. (2001). Side bars in river channels : the conditions of formation and dynamics. *Water Resources*, 28(5):528–534. [→p. 168]
- KIRCHNER, J. W., DIETRICH, W. E., ISEYA, F. et IKEDA, H. (1990). The variability of critical shear stress, friction angle, and grain protrusion in water-worked sediments. *Sedimentology*, 37(4):647–672. [→p. 60]
- KNIGHTON, A. D. (1980). Longitudinal changes in size and sorting of stream-bed material in four english rivers. *Geological Society of America Bulletin*, 91(1):55–62. [→p. 116]
- KNIGHTON, D. (1998). *Fluvial forms and processes : a new perspective*. Arnold (London and New York). [→p. 5, 8, 9, 10, 11, 53, 83, 105, 146]
- KONDOLF, G. M. (1997). Hungry water : Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, 21(4):533–551. [→p. 14, 15]
- KONDOLF, G. M. et MATTHEWS, W. V. G. (1986). Transport of tracer gravels on a coastal California river. *Journal of Hydrology*, 85(3-4):265–280. [→p. 84, 86]
- KOULINSKI, V. et LEFORT, P. (1995). Étude de l'impact des restitutions dans le lit de la Durance en aval de Mallemort. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. 29, 42]
- KUENEN, P. H. (1956). Experimental abrasion of pebbles : 2. rolling by current. *The Journal of Geology*, 64(4):336–368. [→p. 116]
- KUHNLE, R. A. (1992). Fractional transport rates of bed load on Goodwin Creek. In BILLI, P., HEY, R. D., THORNE, C. R. et TACCONI, P., éditeurs : *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, pages 141–155. John Wiley & Sons. [→p. 60]
- LAMARRE, H., MACVICAR, B. et ROY, A. G. (2005). Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4):736–741. [→p. 84, 85, 89, 91]
- LAMARRE, H. et ROY, A. G. (2008a). A field experiment on the development of sedimentary structures in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(7):1064–1081. [→p. 82, 89, 146]
- LAMARRE, H. et ROY, A. G. (2008b). The role of morphology on the displacement of particles in a step–pool river system. *Geomorphology*, 99(1-4):270–279. [→p. 7, 89]
- LAMB, M. P., DIETRICH, W. E. et VENDITTI, J. G. (2008). Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 113(F2):F02008. [→p. 53, 56, 91]
- LANDON, N. (1999). *L'évolution comptemporaine du profil en long des affluents du Rhône moyen, constat régional et analyse d'un hydrosystème complexe, la Drôme*. Thèse de doctorat, Université Paris-Sorbonne. [→p. 15, 38]
- LANDON, N. (2007). Du constat d'enfoncement du lit fluvial aux actions de recharge sédimentaire : quelles solutions pour une gestion raisonnée de nos cours d'eau ? In *Outils de gestion de l'eau en territoire de montagne*, pages 28–39. PNR du Queyras, ONEMA et MEDR. [→p. 13, 39, 40]
- LANE, E. W. (1955). Stable channel design. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 120:1234–1279. [→p. 12, 60]
- LARONNE, J. B., OUTHET, D. N., DUCKHAM, J. L. et MCCABE, T. J. (1992). Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N. S. W., Australia. In *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programs in River Basins, Proceedings of the Oslo Symposium*, volume 210, pages 87–94. IAHS. [→p. 86, 93]

- LARSEN, E. W., FREMIER, A. K. et GRECO, S. E. (2006). Cumulative effective stream power and bank erosion on the Sacramento River, California, USA. *Journal of the American Water Resources Association*, 42(4):1077–1097. [→p. 7, 38, 147, 158, 168, 169, 177, 179]
- LAWLER, D. M. (1992). Process dominance in bank erosion system. In CARLING, P. A. et PETTS, G. E., éditeurs : *Lowland Floodplain Rivers : Geomorphological Perspectives*, pages 117–143. John Wiley & Sons, Chichester. [→p. 150]
- LE BOUTELLER, C. (2011). *Dégradation des sédiments marneux et suspensions hyperconcentrées*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France. [→p. 25]
- LEFORT, P. (1991). *Transports solides dans le lit des cours d'eau*. Institut National polytechnique de Grenoble – Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et Mécanique de Grenoble. [→p. 5, 12, 29, 31, 39, 199]
- LEFORT, P. (1994). Impact des lâchures dans le lit de la Durance en aval du barrage de Mallemort – compte-rendu d'avancement. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. 42]
- LEFORT, P. (2005). Évaluations du transport solide par charriage de la Durance. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. 29, 42, 121, 147, 153, 188, 198]
- LEFORT, P. (2007). Évolution du lit de la Durance entre le barrage de l'Escale et Avignon – rapport d'analyse du profil en long levé en 2006. Rapport technique, Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. 27, 72, 87, 156, 172, 192, 197]
- LEFORT, P. (2008). Suivi morpho-dynamique en aval de Mallemort – remarques sur les évaluations : mars 2008 et antérieures. Rapport technique, SMAVD. [→p. 62, 64]
- LEFORT, P. et CHAPUIS, M. (2012). Incidence des aménagements hydro-électriques sur la morphologie des tronçons court-circuités de la Durance et du Verdon - impact of hydroelectric installations on the morphology's short-circuited reaches of the Durance and the Verdon rivers. *La Houille Blanche*, 2:n/a–n/a. [→p. 14, 28, 36, 44, 121, 198, 199]
- LEFORT, P. et LAFFONT, A. (2008). Sur quelques mécanismes de la morpho-dynamique fluviale. *La Houille Blanche*, 4:72–82. [→p. 82, 83, 94, 95, 112]
- LEKACH, J. (1992). *Bedload movement in a small mountain watershed in an extremely arid environment (in Hebrew)*. Thèse de doctorat, Hebrew University of Jerusalem. [→p. 85]
- LELYAVSKII, S. (1961). *Vvedenie v rechnuyu gidravliku [Introduction à l'hydraulique fluviale]*. Gidrometeoizdat, Leningrad [Maison d'édition Hydrométéorologique]. [→p. 168]
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. et MILLER, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and Company, San Francisco, USA. [→p. 5]
- LIÉBAULT, F. (2003). *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massif du Diois et de Baronnies)*. Thèse de doctorat, Université Lyon 2, France. [→p. 5, 153]
- LIÉBAULT, F. (2004). Flux liquides, flux solides et formes fluviales dans les environnements torrentiels. Master lecture. [→p. 3]
- LIÉBAULT, F., BELLOT, H., CHAPUIS, M., KLOTZ, S. et DESCHÂTRES, M. (2012). Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37:385–399. [→p. 84, 86, 89, 91, 112]
- LIÉBAULT, F. et LARONNE, J. B. (2008). Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers : the case of the Esconavette Torrent (Southern French Prealps). *Geodinamica Acta*, 21:23–34. [→p. 86, 93, 112]

- LIÉBAULT, F., PIÉGAY, H., FREY, P. et LANDON, N. (2008). Tributaries and the management of main-stem geomorphology. In RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs : *River confluences, tributaries and the fluvial network*, chapitre 12, pages 243–270. John Wiley & Sons. [→p. 122]
- LUPPI, L., RINALDI, M., TERUGGI, L. B., DARBY, S. E. et NARDI, L. (2009). Monitoring and numerical modelling of riverbank erosion processes : a case study along the Cecina River (central Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(4):530–546. [→p. 147, 148]
- MACVICAR, B. J. et ROY, A. G. (2007). Hydrodynamics of a forced riffle pool in a gravel bed river : 1. mean velocity and turbulence intensity. *Water Resources Research*, 43(12):W12401. [→p. 150]
- MALAVOI, J.-R. et BRAVARD, J.-P. (2010). *Éléments d'hydromorphologie fluviale*. ONEMA. [→p. 3, 5, 9, 10, 146]
- MALAVOI, J.-R., BRAVARD, J.-P., PIÉGAY, H., HEROUIN, E. et RAMEZ, P. (1998). Détermination de l'espace de liberté des cours d'eau – guide technique. Les études des Agences de l'Eau n°2, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse. [→p. 40, 147, 149]
- MALAVOI, J.-R., GARNIER, C.-C., LANDON, N., RECKING, A. et BARAN, P. (2011). *Éléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*. ONEMA. [→p. 39, 40, 107, 108, 137, 146, 150, 183, 184]
- MANOHA, B., LEPEINTRE, F. et PECHON, P. (1992). Le modèle telemac-3d pour les écoulements tridimensionnels : de nouvelles perspectives pour les études d'environnement. *Hydroécologie appliquée*, 4(1):13–20. [→p. 95]
- MARSTON, R. A., BRAVARD, J.-P. et GREEN, T. (2003). Impacts of reforestation and gravel mining on the Malnant River, Haute-Savoie, French Alps. *Geomorphology*, 55(1–4):65–74. [→p. 15]
- MARTIN, Y. et CHURCH, M. (1995). Bed-material transport estimated from channel surveys : Vedder River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(4):347–361. [→p. 185]
- MATHYS, N. (2006). *Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides, cas des petits bassins versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence)*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble. [→p. 25]
- MCLEAN, D. G. et CHURCH, M. (1999). Sediment transport along lower Fraser River - 2. estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resources Research*, 35(8):2549–2559. [→p. 84, 185, 189]
- MICHALIK, A. et BARTNIK, W. (1986). Beginning of bedload motion in rivers. In *Third International Symposium on River Sedimentation, March 31–April 4*, volume 3, pages 177–186. The University of Mississippi. [→p. 85]
- MICHELI, E. R. (2000). *Quantifying the effects of riparian vegetation on river meander migration*. Thèse de doctorat, University of California, Berkeley, U.S.A. [→p. 155]
- MICHELI, E. R., KIRCHNER, J. W. et LARSEN, E. W. (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(5):537–548. [→p. 150, 155]
- MIRAMONT, C. (1994). Les lits fluviaux de la Moyenne Durance – morphogénèse et évolution des flux hydriques et détritiques au cours de la période historique. Mémoire de Master, Université Aix-Marseille 1, France. [→p. 21, 22, 23, 24, 25, 37]
- MIRAMONT, C. (1998). *Morphogénèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1, France. [→p. 21, 22, 25, 27, 32]

- MIRAMONT, C., JORDA, M. et PICHARD, G. (1998). Évolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(3):381–392. [→p. [12](#), [22](#), [30](#), [40](#), [41](#), [117](#), [147](#)]
- MISRI, R. L., GARDE, R. J. et RANGA RAJU, K. G. (1984). Bed load transport of coarse nonuniform sediments. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 110(3):312–328. [→p. [60](#)]
- MOLNAR, P. (2011). Fluvial systems and processes. Master lecture. [→p. [3](#)]
- MONTGOMERY, D. R. (2003). Hydrogeomorphic variability and river restoration. In WISSMAR, R. C. et BISSON, P. A., éditeurs : *Strategies for Restoring River Ecosystems : Sources of Variability and Uncertainty in Natural and Managed Systems*, chapitre 3, pages 39–80. American Fisheries Society, Bethesda, Maryland. [→p. [39](#)]
- MONTGOMERY, D. R. (2006). Geomorphology and restoration ecology. *Journal of Contemporary Water Research & Education*, 134:19–22. [→p. [39](#)]
- MONTGOMERY, D. R. et BUFFINGTON, J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109(5):596–611. [→p. [5](#), [6](#), [7](#), [9](#), [12](#)]
- MOSSERI, J. (2010). Compte-rendu de la réunion de travail sur l'analyse de la mobilité du lit de la Durance en aval de Mallemort. Rapport technique, EDF Direction Production Ingénierie, unité de production Méditerranée. [→p. [153](#)]
- MRE et SOGREAH (2010). Suivi de la topographie et du colmatage de la Durance en aval de Mallemort – quatrième année de suivi, synthèse des quatre années, rapport final. Rapport technique, EDF. [→p. [14](#), [64](#), [67](#), [68](#), [70](#), [72](#), [75](#), [78](#), [140](#), [189](#)]
- MRE, SOGREAH, GOMILA, H. et CONSULTANTS, A. (2007). Définition d'une méthode de caractérisation des cours d'eau de type méditerranéen et application dans le cadre de la DCE. Rapport technique, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse. [→p. [23](#), [25](#), [37](#)]
- NANCY, G. (1990). La dynamique du système Durance – programme PIREN-Durance – synthèse des travaux. Rapport technique, Centre de Recherche sur les Dynamiques et Politiques Économiques et l'Économie des Ressources, Université Aix-Marseille 2, Faculté des Sciences Économiques. [→p. [40](#)]
- NANSON, G. C. et CROKE, J. C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4(6):459–486. [→p. [7](#)]
- NANSON, G. C. et HICKIN, E. J. (1983). Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 109(3):327–337. [→p. [150](#)]
- NANSON, G. C. et HICKIN, E. J. (1986). A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 97:497–504. [→p. [150](#), [177](#)]
- NEILL, C. R. (1968). A reexamination of the beginning of movement for coarse granular bed materials. Rapport technique 68, Hydraulics Research Station, Wallingford, England. [→p. [60](#)]
- NELSON, J. M., SCHMEECKLE, M. W. et SHREVE, R. L. (2001). Turbulence and particle entrainment. In MOSLEY, P., éditeur : *Gravel-Bed Rivers V*, pages 221–248. New Zealand Hydrological Society Inc. [→p. [137](#)]
- NELSON, P. A., VENDITTI, J. G., DIETRICH, W. E., KIRCHNER, J. W., IKEDA, H., ISEYA, F. et SKLAR, L. S. (2009). Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 114:F02005. [→p. [107](#), [182](#)]

- NICHOLS, M. H. (2004). A radio frequency identification system for monitoring coarse sediment particle displacement. *Applied Engineering in Agriculture*, 20(6):783–787. [→p. [85](#), [89](#), [91](#)]
- OLLERO, A. (2010). Channel changes and floodplain management in the meandering middle Ebro River, Spain. *Geomorphology*, 117(3–4):247–260. [→p. [155](#)]
- O’NEAL, M. A. et PIZZUTO, J. E. (2011). The rates and spatial patterns of annual riverbank erosion revealed through terrestrial laser-scanner surveys of the South river, Virginia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(5):695–701. [→p. [183](#)]
- OWENS, P. N. et WALLING, D. E. (2002). Changes in sediment sources and floodplain deposition rates in the catchment of the River Tweed, Scotland, over the last 100 years : the impact of climate and land use change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(4):403–423. [→p. [10](#)]
- PAINTAL, A. S. (1971). Concept of critical shear stress in loose boundary open channels. *Journal of Hydraulic Research*, 9(1):91–113. [→p. [137](#)]
- PANTELOPOULOS, J. (1957). Étude expérimentale du mouvement par charriage de fond d’un mélange de matériaux. In *7th Congress IAHR*, Lisbon, Portugal. International Association for Hydraulic Research. [→p. [60](#)]
- PARKER, G. (1983). Theory of meander bend deformation. In ELLIOTT, C. M., éditeur : *River Meandering, Proceedings of the Conference Rivers ’83*, pages 722–732, New Orleans, Louisiana, U.S.A. American Society of Civil Engineers. [→p. [150](#)]
- PARKER, G. (2004). *1D sediment transport morphodynamics with applications to rivers and turbidity currents*. e-book. [→p. [54](#), [55](#), [57](#), [58](#), [59](#), [60](#), [73](#), [105](#), [115](#), [137](#), [138](#), [139](#)]
- PARKER, G. (2008). Transport of gravel and sediment mixtures. In GARCIA, M. H., éditeur : *Sedimentation Engineering : Processes, Measurements, Modeling, and Practice, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice n.110*, chapitre 3, pages 165–252. American Society of Civil Engineers. [→p. [60](#), [107](#)]
- PARKER, G., KLINGEMAN, P. C. et MCLEAN, D. G. (1982). Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division – American Society of Civil Engineers*, 108(4):544–571. [→p. [59](#), [60](#), [138](#)]
- PARKER, G., SEMINARA, G. et SOLARI, L. (2003a). Bed load at low shields stress on arbitrarily sloping beds : Alternative entrainment formulation. *Water Resources Research*, 39(7):1183–. [→p. [76](#)]
- PARKER, G., TORO-ESCOBAR, C. M., RAMEY, M. et BECK, S. (2003b). The effect of flood-water extraction on the morphology of mountain streams. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 129(11):885–895. [→p. [55](#)]
- PEIRY, J.-L. (1988). *Approche géographique de la dynamique temporelle des sédiments d’un cours d’eau intra-montagnard : l’exemple de la plaine alluviale de l’Arve (Haute-Savoie)*. Thèse de doctorat, Université Lyon 3, France. [→p. [39](#)]
- PETIT, F. (1987). The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river la Rulles – Ardenne. *Catena*, 14(5):453–468. [→p. [83](#)]
- PETIT, F. et HOUBRECHTS, G. (2003). Utilisation des scories métallurgiques en dynamique fluviale : détermination de la compétence effective des rivières et estimation des vitesses de progression de leur charge de fond / utilisation of métallurgie slags for the study of fluvial dynamics : determination of the effective competency of rivers and estimation of the transit time of sedimentary waves. *Géomorphologie - Relief Processus Environnement*, 9(1):3–12. [→p. [184](#)]

- PETIT, F., POINSART, D. et BRAVARD, J.-P. (1996). Channel incision, gravel mining and bedload transport in the Rhône river upstream of Lyon, France ('canal de Miribel'). *Catena*, 26(3-4):209–226. [→p. 63]
- PETTS, G. E. (1979). Complex response of river morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3:329–362. [→p. 14]
- PETTS, G. E. (1984). *Impounded rivers – Perspectives for ecological management*. John Wiley & Sons, Chichester. [→p. 14]
- PETTS, G. E. et GURNELL, A. M. (2005). Dams and geomorphology : Research progress and future directions. *Geomorphology*, 71(1-2):27–47. [→p. 14, 39]
- PETTS, G. E., GURNELL, A. M., GERRARD, A. J., HANNAH, D. M., HANSFORD, B., MORRISSEY, I., EDWARDS, P. J., KOLLMANN, J., WARD, J. V., TOCKNER, K. et SMITH, B. P. G. (2000). Longitudinal variations in exposed riverine sediments : a context for the ecology of the Fiume Tagliamento, Italy. *Aquatic Conservation-Marine and Freshwater Ecosystems*, 10(4):249–266. [→p. 37]
- PHILLIPS, J. D., SLATTERY, M. C. et MUSSELMAN, Z. A. (2005). Channel adjustments of the lower Trinity River, Texas, downstream of Livingston Dam. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(11):1419–1439. [→p. 169]
- PIÉGAY, H., DARBY, S. E., MOSSELMAN, E. et SURIAN, N. (2005). A review of techniques available for delimiting the erodible river corridor : A sustainable approach to managing bank erosion. *River Research and Applications*, 21(7):773–789. [→p. 39, 147]
- PIÉGAY, H. et STROFFEK, S. (2000). La gestion physique des rivières dans le bassin Rhône Méditerranée Corse : des extrêmes au milieu. In BRAVARD, J.-P., éditeur : *Les régions françaises face aux extrêmes hydrologiques*, pages 247–274. SEDES. [→p. 40]
- PIZZUTO, J. E. et MECKELNBURG, T. S. (1989). Evaluation of a linear bank erosion equation. *Water Resources Research*, 25(5):1005–1013. [→p. 149]
- PONT, D., PIÉGAY, H., FARINETTI, A., ALLAIN, S., LANDON, N., LIÉBAULT, F., DUMONT, B. et RICHARD-MAZET, A. (2009). Conceptual framework and interdisciplinary approach for the sustainable management of gravel-bed rivers : The case of the drôme river basin (se france). *Aquatic Sciences*, 71(3):356–370. [→p. 40]
- POPOV, I. V. (1969). *Deformatsii rechnykh rusel i gidrotekhnicheskoe stroitel'stvo [Déformation du chenal et réalisations d'ingénierie hydraulique]*. Gidrometeoizdat, Leningrad [Maison d'édition Hydrométéorologique]. [→p. 168]
- POWELL, D. M. (1998). Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 22(1):1–32. [→p. 115, 116]
- PROFFITT, G. et SUTHERLAND, A. J. (1983). Transport of non-uniform sediments. *Journal of Hydraulic Research*, 21(1):33–43. [→p. 60]
- PYRCE, R. S. et ASHMORE, P. E. (2003). Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams : Results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(9):951–966. [→p. 5, 84, 85]
- RAMETTE, M. (1981). Guide d'hydraulique fluviale. Rapport technique HE/40/81/04, Laboratoire National d'Hydraulique (Chatou, France). [→p. 56]
- RAMETTE, M. et HEUZEL, M. (1962). Le Rhône à Lyon, étude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs – a study of pebble movements in the Rhône by means of radioactive tracers. *La Houille Blanche*, n° spécial A:389–399. [→p. 60, 85]
- RECKING, A. (2009). Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bed load motion. *Water Resources Research*, 45:16. [→p. 76, 103, 107, 138, 182]

- REID, I., BRAYSHAW, A. C. et FROSTICK, L. E. (1984). An electromagnetic device for automatic detection of bedload motion and its field applications. *Sedimentology*, 31(2):269–276. [→p. [85](#)]
- RHOADS, B. L. (1987). Changes in stream channel characteristics at tributary junctions. *Physical Geography*, 8(4):346–361. [→p. [116](#), [117](#)]
- RICE, S. P. et CHURCH, M. (1998). Grain size along two gravel-bed rivers : statistical variation, spatial pattern and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4):345–363. [→p. [115](#)]
- RICE, S. P., CHURCH, M., WOOLRIDGE, C. L. et HICKIN, E. J. (2009). Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river ; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56(3):709–736. [→p. [5](#), [9](#), [45](#), [107](#), [136](#), [137](#), [148](#), [149](#), [167](#), [168](#), [169](#), [183](#), [185](#), [197](#), [210](#), [211](#)]
- RICE, S. P., RHOADS, B. L. et ROY, A. G. (2008a). Introduction : river confluences, tributaries and the fluvial network. In RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs : *River confluences, tributaries and the fluvial network*, chapitre 1, pages 1–9. John Wiley & Sons. [→p. [7](#), [116](#)]
- RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs (2008b). *River confluences, tributaries and the fluvial network*. John Wiley & Sons. [→p. [115](#), [116](#), [149](#)]
- RICHARD, G. A., JULIEN, P. Y. et BAIRD, D. C. (2005). Statistical analysis of lateral migration of the Rio Grande, New Mexico. *Geomorphology*, 71(1-2):139–155. [→p. [149](#), [150](#)]
- RICHARDS, K. S. (1980). A note on changes in channel geometry at tributary junctions. *Water Resources Research*, 16(1):241–244. [→p. [116](#), [117](#)]
- RICHARDSON, N. M. (1902). An experiment on the movements of a load of brickbats deposited on the Chesil Beach. In *Proceedings of the Dorset Natural History and Archaeological Society*, volume 23, pages 123–133. [→p. [84](#)]
- RINALDI, M., MENGONI, B., LUPPI, L., DARBY, S. E. et MOSSELMAN, E. (2008). Numerical simulation of hydrodynamics and bank erosion in a river bend. *Water Resources Research*, 44(9):17. [→p. [83](#)]
- ROLLET, A.-J. (2007). *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 de doctorat, Université Lyon 3, France. [→p. [4](#), [14](#), [16](#), [39](#), [63](#), [84](#), [85](#), [86](#), [93](#), [96](#), [107](#), [110](#), [115](#), [147](#), [150](#), [151](#), [154](#), [167](#), [169](#), [197](#), [210](#)]
- ROLLET, A.-J., MACVICAR, B., PIÉGAY, H. et ROY, A. (2008a). L'utilisation de transpondeurs passifs pour l'estimation du transport sédimentaire : premiers retours d'expérience - a comparative study on the use of passive integrated transponders to estimate sediment transport : first results. *La Houille Blanche*, 4:110–116. [→p. [84](#), [89](#), [91](#)]
- ROLLET, A.-J., PIÉGAY, H. et CITTERIO, A. (2008b). Impact des extractions de graviers dans le lit mineur sur la géométrie des zones aquatiques périfluviales du Doubs (France). *Géographie Physique et Quaternaire*, 60(3):259–276. [→p. [17](#)]
- ROSGEN, D. L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena*, 22(3):169–199. [→p. [5](#), [6](#), [9](#)]
- ROUSSILLON, T., PIÉGAY, H., SIVIGNON, I., TOUGNE, L. et LAVIGNE, F. (2009). Automatic computation of pebble roundness using digital imagery and discrete geometry. *Computers & Geosciences*, 35(10):1992–2000. [→p. [122](#)]
- ROY, A. G. (2008). Introduction to part i : river channel confluences. In RICE, S. P., ROY, A. G. et RHOADS, B. L., éditeurs : *River confluences, tributaries and the fluvial network*, chapitre 2, pages 13–16. John Wiley & Sons. [→p. [117](#)]

- RUNDLE, A. S. (1985). Braid morphology and the formation of multiple channels, the Rakaia, New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 55:15–37. [→p. 87]
- RUSSELL, R. D. (1939). Effects of transportation on sedimentary particles. In TRASK, P. R., éditeur : *Recent Marine Sediments*, volume SP 10, pages 32–47. American Association of Petroleum Geologists. [→p. 115]
- SAGE, L. (1976). *La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen : le Var*. Thèse de doctorat, Université de Nice, France. 243 pp. [→p. 16]
- SALO, J., KALLIOLA, R., HAKKINEN, I., MAKINEN, Y., NIEMELA, P., PUHAKKA, M. et COLEY, P. D. (1986). River dynamics and the diversity of Amazon lowland forest. *Nature*, 322(6076):254–258. [→p. 146]
- SALVADOR, P.-G. (1991). *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère (bassin de Malville et ombilic de Moirans, Bas-Dauphiné)*. Thèse de doctorat, Université Lyon 2, France. [→p. 39, 184]
- SCHMIDT, K.-H. et ERGENZINGER, P. (1992). Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods - studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(2):147–165. [→p. 85]
- SCHMITT, L., MAIRE, G., NOBELIS, P. et HUMBERT, J. (2007). Quantitative morphodynamic typology of rivers : a methodological study based on the French Upper Rhine basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11):1726–1746. [→p. 149]
- SCHNEIDER, J., HEGGLIN, R., MEIER, S., TUROWSKI, J. M., NITSCHKE, M. et RICKENMANN, D. (2010). Studying sediment transport in mountain rivers by mobile and stationary RFID antennas. In DITTRICH, A., KOLL, K., ABERLE, J. et GEISENHAINER, P., éditeurs : *River Flow*, volume 2, pages 1723–1730, Braunschweig, Germany. Bundesanstalt für Wasserbau. [→p. 91, 112]
- SCHUMM, S. A. (1977). *The fluvial system*. John Wiley & Sons (New York). [→p. 3]
- SCHUMM, S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *The Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication*, 31:19–29. [→p. 8, 10]
- SCHUMM, S. A. (2005). *River Variability and Complexity*. Cambridge University Press (Cambridge, UK). [→p. 7]
- SEAL, R. et PAOLA, C. (1995). Observations of downstream fining on the North Fork Toutle River near Mount St. Helens, Washington. *Water Resources Research*, 31(5):1409–1419. [→p. 115]
- SEAR, D. A. (1992). Sediment transport processes in pool-riffle sequences in a river experiencing hydropower regulation. In BILLI, P., HEY, R. E., THORNE, C. R. et TACCONI, P., éditeurs : *Dynamics of Gravel Bed Rivers*, pages 629–650. John Wiley & Sons, New York. [→p. 85]
- SEAR, D. A. (1996). Sediment transport processes in pool-riffle sequences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(3):241–262. [→p. 85]
- SEAR, D. A., BRIGGS, A. et BROOKES, A. (1998). A preliminary analysis of the morphological adjustment within and downstream of a lowland river subject to river restoration. *Aquatic Conservation-marine and Freshwater Ecosystems*, 8(1):167–183. [→p. 39]
- SEAR, D. A., LEE, M. W. E., OAKEY, R. J., CARLING, P. A. et COLLINS, M. B. (2000). Coarse sediment tracing technology in littoral and fluvial environments : a review. In FOSTER, I. D., éditeur : *Tracers in Geomorphology*, pages 21–55. John Wiley & Sons. [→p. 84]

- SEAR, D. A., NEWSON, M. D. et THORNE, C. R. (2003). Guidebook of applied fluvial geomorphology. R&D Technical Report FD1914, Defra/Environment Agency, Flood and Coastal Defence R&D Programme. [→p. 40]
- SHIELDS, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und turbulenzforschung auf die geschiebewegung [application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement]. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, Germany.*, 26:5–24. Translated by W.P. Ott and J.C. van Uchelen, U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Service Cooperative Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California. [→p. 54, 55]
- SIEE (2007). L’approche hydrogéomorphologique en milieux méditerranéens – une méthode de détermination des zones inondables. Rapport technique, DIREN PACA. [→p. 183]
- SLAYMAKER, H. O. (1972). Patterns of present sub-aerial erosion and landforms in mid-Wales. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 55:47–68. [→p. 85]
- SLUSE, P. et PETIT, F. (1998). Évaluation de la vitesse de déplacement de la charge de fond caillouteuse dans le lit de rivières ardennaises au cours des trois derniers siècles, à partir de l’étude des scories métallurgiques. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(3):373–380. [→p. 184]
- SMART, G. M. et JAEGGI, M. N. (1983). *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, volume 64, chapitre Sediment transport on steep slopes. ETH Zurich, Zurich, Switzerland. [→p. 29]
- SMAVD (2003). Le bassin versant de la Durance – Étude monographique des fleuves et grandes rivières de France. Rapport technique, Syndicat Mixte d’Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. 32, 33]
- SMAVD (2008). Contrat de Rivière du Val de Durance – contrat. Rapport technique, Syndicat Mixte d’Aménagement du Val de Durance. [→p. 41]
- SOGREAH (1993). Étude sur modèle physique au 1/60 des viaducs du TGV Méditerranée de Cavaillon et Cheval Blanc. Rapport technique, SNCF. [→p. v, 42]
- SOGREAH (2000). Étude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône – Étude du transport solide, 1ère étape : diagnostic de l’état actuel – calculs de transport solide. Rapport technique, Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône. [→p. 184]
- SOGREAH (2006). Étude de faisabilité de l’abaissement des seuils 10, 9 et 8 de la basse vallée du Var. Rapport technique, Syndicat Mixte d’Etudes de la Basse Vallée du Var. [→p. 16]
- SOGREAH (2008a). Étude hydromorphologique du transport et de la gestion des sédiments de la Cèze – rapport de phase 1 – diagnostic de l’état actuel. Rapport technique, Syndicat AB Cèze. 95 pp. [→p. 39, 94]
- SOGREAH (2008b). Suivi basse Durance – suivi de la mobilité du lit et des caractéristiques des matériaux de la Durance en aval de Mallemort. Rapport technique, EDF. [→p. 62, 64, 67, 68, 70]
- SOGREAH (2009). Étude hydromorphologique du transport et de la gestion des sédiments de la Cèze – rapport de phase 2. Rapport technique, Syndicat AB Cèze. 59 pp. [→p. 16]
- SOGREAH, CESAME et TELEOS (2001). Moyenne et basse Durance – schéma d’aménagement et de gestion. Rapport technique, Syndicat Mixte d’Aménagement de la Vallée de la Durance. [→p. v, 16, 23, 29, 31, 35, 37, 40, 42, 63, 76, 77, 114, 117, 118, 120, 121, 130, 135, 147, 164, 165]
- SOGREAH, VERMEULEN, J., JAEGGI, M., HUNZIKER, R. et ZARN, B. (2003). Étude du fonctionnement physique du lit du fleuve Var. Rapport technique, Syndicat Mixte d’Etudes de la Basse Vallée du Var. [→p. 17, 39]

- STELCZER, K. (1968). Investigation of bedload movement. In *Current Problems in River Training and Sediment Movement, Symposium*, page 9 pp., Budapest, Hongrie. [→p. 85]
- STELCZER, K. (1981). *Bedload Transport : Theory and Practice*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado. [→p. 85]
- STERNBERG, H. (1875). Untersuchungen über längen-und querprofil geschiebeführende flüsse. *Zeitschrift für Bauwesen*, 25:483–506. [→p. 116, 123, 220]
- SURIAN, N. (2002). Downstream variation in grain size along an alpine river : analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43(1-2):137–149. [→p. 115, 123, 124]
- SURIAN, N., MAO, L., GIACOMIN, M. et ZILIANI, L. (2009). Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(8):1093–1107. [→p. 37]
- SWAN, B. (1974). Measures of particle roundness ; a note. *Journal of Sedimentary Research*, 44(2):572–577. [→p. 116]
- TAKAYAMA, S. (1965a). Bedload movement in torrential mountain streams. *Tokyo Geographical Paper*, 9:169–188. (in Japanese). [→p. 85]
- TAKAYAMA, S. (1965b). Sediment transport in the rivulets near Kaifu-Ura, Niigata prefecture (in japanese). *Geographical Review of Japan*, 38:29–42. (in Japanese). [→p. 85]
- TAL, M., GRAN, K., MURRAY, A. B., PAOLA, C. et HICKS, D. M. (2004). Riparian vegetation as a primary control on channel characteristics in multi-thread rivers. *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*, 8:43–58. [→p. 13]
- TAL, M. et PAOLA, C. (2007). Dynamic single-thread channels maintained by the interaction of flow and vegetation. *Geology*, 35(4):347–350. [→p. 13, 39]
- TAL, M. et PAOLA, C. (2010). Effects of vegetation on channel morphodynamics : results and insights from laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(9):1014–1028. [→p. 13]
- THIELER, E. R., HIMMELSTOSS, E. A., ZICHICHI, J. L. et ERGUL, A. (2008). The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 – an ArcGIS extension for calculating shoreline change. open-file report 2008-1278, U.S. Geological Survey. [→p. 173]
- THOMPSON, A. (1986). Secondary flows and the pool-riffle unit : A case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(6):631–641. [→p. 83]
- THORNDYCRAFT, V. R., BENITO, G. et GREGORY, K. J. (2008). Fluvial geomorphology : A perspective on current status and methods. *Geomorphology*, 98(1-2):2–12. [→p. 39]
- THORNE, C. R. (1982). Processes and mechanisms of river bank erosion. In HEY, R. D., BATHURST, J. C. et THORNE, C. R., éditeurs : *Gravel-bed rivers : fluvial processes, engineering and management*, pages 227–271. John Wiley & Sons Ltd., New York. [→p. 150]
- THORNE, C. R. (1997). Channel types and morphological classification. In THORNE, C. R., HEY, R. D. et D., N. M., éditeurs : *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*, pages 175–222. John Wiley & Sons Ltd., New York. [→p. 5, 39]
- THUAL, O. (2010). *Hydrodynamique de l'environnement*. Les Éditions de l'École Polytechnique. [→p. 56]
- TOUCHART, L. (2005). Hydrosystème. In *Hypergéô*. GDR Libergeo. [→p. 4]
- TRICART, J. (1977). *Précis de Géomorphologie : géomorphologie dynamique générale (tome 2)*. SEDES, Paris. [→p. 8]
- TRICART, J. et VOGT, H. (1967). Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, Landscape and Processes : Essays in Geomorphology*, 49(2/4):351–366. [→p. 184]

- TUROWSKI, J. M., BADOUX, A. et RICKENMANN, D. (2011). Start and end of bedload transport in gravel-bed streams. *Geophysical Research Letters*, 38:L04401. [→p. [56](#), [58](#), [60](#), [91](#), [105](#)]
- VANONI, V. A. (1975). Sedimentation engineering, ASCE manual and reports on engineering practice. Rapport technique 54, American Society of Civil Engineers. [→p. [60](#)]
- VERICAT, D., BATALLA, R. J. et GARCIA, C. (2006). Breakup and reestablishment of the armour layer in a large gravel-bed river below dams : The lower Ebro. *Geomorphology*, 76(1-2):122–136. [→p. [14](#), [37](#)]
- WALLING, D. E. (1999). Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. *Hydrobiologia*, 410:223–240. [→p. [10](#)]
- WALTHER, R. (1936). Note sur l'engravement et le dégravement d'un bassin d'accumulation. histoire du lac du Motty. *Revue de géographie alpine*, 24(2):315–328. [→p. [184](#)]
- WARD, J. V., TOCKNER, K., ARSCOTT, D. B. et CLARET, C. (2002). Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology*, 47(4):517–539. [→p. [146](#)]
- WASSON, J. G., MALAVOI, J.-R., MARIDET, L., SOUCHON, Y. et PAULIN, L. (1995). Impacts écologiques de la chenalisation des rivières. Rapport technique Commande DE 30/93, Direction de l'Eau du Ministère de l'Environnement. [→p. [15](#)]
- WATHEN, S. J., HOEY, T. B. et WERRITTY, A. (1997). Quantitative determination of the activity of within-reach sediment storage in a small gravel-bed river using transit time and response time. *Geomorphology*, 20(1-2):113–134. [→p. [85](#)]
- WENTWORTH, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30:377–392. [→p. [5](#), [130](#)]
- WHITING, P. J. et DIETRICH, W. E. (1991). Convective accelerations and boundary shear-stress over a channel bar. *Water Resources Research*, 27(5):783–796. [→p. [83](#)]
- WHITING, P. J., DIETRICH, W. E., LEOPOLD, L. B., DRAKE, T. G. et SHREVE, R. L. (1988). Bedload sheets in heterogeneous sediment. *Geology*, 16(2):105–108. [→p. [136](#)]
- WIBERG, P. L. et SMITH, J. D. (1987). Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources Research*, 23(8):1471–1480. [→p. [56](#), [91](#)]
- WIEDERKEHR, E., DUFOUR, S. et PIÉGAY, H. (2010). Localisation et caractérisation des géomorphosites fluviaux à l'échelle des réseaux hydrographiques, exemples d'applications géomatiques dans le bassin de la Drôme. *Géomorphologie - Relief Processus Environnement*, 2:175–188. [→p. [154](#), [155](#)]
- WILCOCK, P. R. (1992). Experimental investigation of the effect of mixture properties on transport dynamics. In BILLI, P., HEY, R. D., THORNE, C. R. et TACCONI, P., éditeurs : *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*, pages 109–139. John Wiley & Sons. [→p. [60](#)]
- WILCOCK, P. R. (1993). Critical shear-stress of natural sediments. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 119(4):491–505. [→p. [60](#)]
- WILCOCK, P. R., BARTA, A. F., SHEA, C. C., KONDOLF, G. M., MATTHEWS, W. V. G. et PITLICK, J. (1996). Observations of flow and sediment entrainment on a large gravel-bed river. *Water Resources Research*, 32(9):2897–2909. [→p. [60](#), [61](#)]
- WILCOCK, P. R. et CROWE, J. C. (2003). Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 129(2): 120–128. [→p. [60](#)]
- WILCOCK, P. R. et SOUTHARD, J. B. (1988). Experimental study of incipient motion in mixed-size sediment. *Water Resources Research*, 24(7):1137–1151. [→p. [60](#), [137](#)]

- WINTERBOTTOM, S. J. et GILVEAR, D. J. (2000). A GIS-based approach to mapping probabilities of river bank erosion : regulated River Tummel, Scotland. *Regulated Rivers : Research & Management*, 16(2):127–140. [→p. [151](#), [183](#)]
- WISHART, D., WARBURTON, J. et BRACKEN, L. (2008). Gravel extraction and planform change in a wandering gravel-bed river : The River Wear, Northern England. *Geomorphology*, 94(1-2):131–152. [→p. [13](#)]
- WOHL, E. (2006). Human impacts to mountain streams. *Geomorphology*, 79(3-4):217–248. [→p. [13](#)]
- WOLMAN, M. G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35:951–956. [→p. [63](#), [89](#), [122](#), [186](#)]
- WÖRMAN, A. (1992). Incipient motion during static armoring. *Journal of Hydraulic Engineering – American Society of Civil Engineers*, 118(3):496–501. [→p. [60](#)]
- WYZGA, B. (2001). A geomorphologist’s criticism of the engineering approach to channelization of gravel-bed rivers : Case study of the Raba River, Polish Carpathians. *Environmental Management*, 28(3):341–358. [→p. [39](#)]
- YALIN, M. S. (1972). *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press (Oxford and New York). [→p. [56](#)]

Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance

La Durance est une large rivière méditerranéenne à charge grossière et à lit divagant. Le fonctionnement hydro-sédimentaire de son bassin versant a été profondément modifié par la mise en place d'aménagements hydro-électriques et par les extractions de graviers, qui ont entraîné une rétraction de sa bande active et une incision marquée de son lit. Ces évolutions morphologiques correspondent à des enjeux majeurs en termes de gestion du territoire en moyenne et basse Durance, du fait de la nécessité du maintien d'une capacité d'écoulement du lit en crue, et de la mobilité latérale du lit, souvent incompatible avec l'occupation de la vallée. Cette thèse, basée sur la collecte de données de terrain, vise à développer un schéma de fonctionnement du transport sédimentaire dans les rivières à charge grossière de grande largeur, en intégrant les différentes échelles spatiales (et donc temporelles). Elle a également pour objectif de donner des clefs de compréhension pour la gestion des flux sédimentaires en Durance. Les mécanismes de la mobilité des particules sédimentaires et des formes fluviales sont étudiés dans une démarche ascendante de reformulation scientifique de questionnements opérationnels.

Mots-clefs : *Géomorphologie fluviale ; transport solide ; Durance ; gestion des rivières aménagées ; mobilité des particules grossières ; mobilité des formes fluviales ; flux sédimentaires ; rivière torrentielle méditerranéenne*

Bed mobility in highly modified fluvial systems : keys to understanding for river management (Durance River, South-Eastern France)

The Durance River (South-Eastern France) is a large and steep wandering gravel-bed river, deeply impacted by gravel mining and flow diversion in its whole catchment area. The Durance River is characterized by a sediment deficit that led to a reduction of active channel width and river bed degradation. These lateral and vertical dynamics lead to important issues in terms of landscape management, because of (i) maintaining the bed hydraulic capacity to evacuate flood discharges and (ii) planform evolution of the river that conflicts with landscape use. This field-based thesis aims at developing a functioning scheme of bedload transport in large gravel bed rivers at various spatial (and consequently temporal) scales and gives keys to understanding for sediment fluxes management on the Durance River. Particle and bedform mobility mechanisms are studied with a scientific approach closely linked to management issues.

Keywords : *Fluvial geomorphology ; bedload transport ; Durance River ; river management ; particle mobility ; bedform mobility ; sediment fluxes ; Mediterranean mountain stream*