



HAL
open science

Dynamique sédimentaire des cours d'eau : expérimentation et modélisation

B. Camenen

► **To cite this version:**

B. Camenen. Dynamique sédimentaire des cours d'eau : expérimentation et modélisation. Sciences de l'environnement. HDR Spécialité : Mécanique, Université Claude Bernard Lyon I, 2015. tel-02605190

HAL Id: tel-02605190

<https://hal.inrae.fr/tel-02605190>

Submitted on 16 May 2020

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

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



N° d'ordre : ??

UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD LYON 1
Mémoire présenté pour obtenir
L'HABILITATION À DIRIGER DES RECHERCHES
Spécialité : MÉCANIQUE

Soutenu publiquement le 8 avril 2015 par

Benoît CAMENEN

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DES COURS
D'EAU :
EXPÉRIMENTATION ET MODÉLISATION

Préparé à l'Unité de Recherche Hydrologie-Hydraulique, Irstea-Lyon

Jury composé de :

Monsieur	Barthelemy, Eric	Professeur des universités	Rapporteur
Madame	Biron, Pascale	Professeur des universités	Rapporteuse
Monsieur	Mosselman, Erik	Chercheur "senior"	Rapporteur
Monsieur	Belleudy, Philippe	Professeur des universités	Examineur
Monsieur	Crave, Alain	Chargé de recherche	Examineur
Monsieur	Lajeunesse, Eric	Maître de conférence	Examineur
Monsieur	Piégay, Hervé	Professeur des universités	Examineur
Monsieur	Recking, Alain	Chercheur	Examineur
Madame	Vinkovic, Ivana	Maître de conférence	Examinatrice

Résumé

Ce document présente mes principales recherches effectuées depuis mon arrivée à Irstea (anciennement Cemagref). Il se décompose en deux parties. Dans la première partie, je présente mes travaux sur le transport sédimentaire dans les cours d'eau allant de l'étude de la rugosité de fond à la formulation du charriage et de la suspension graduée en passant par l'étude de la vitesse de la chute et des échanges avec le fond pour la suspension de lessivage. La seconde partie du document est plus focalisée sur les évolutions du fond des cours d'eau avec mes apports sur les estimations de bilans sédimentaires et la modélisation unidimensionnelle, ainsi qu'une étude expérimentale sur la dynamique d'un système de bancs de galets.

Ces travaux ont en grande partie été réalisés par l'intermédiaire d'encadrements d'étudiants en doctorat en particulier sur la modélisation 1D de l'évolution morphodynamique des cours d'eau : thèse d'Audrey [Latapie \(2011\)](#) sur la Loire Moyenne, thèse de Claire [Béraud \(2012\)](#) sur le Vieux-Rhin, et la modélisation 1D de la dynamique de la suspension de lessivage : thèse de Germain [Antoine \(2013\)](#) et de Lucie Guertault (2012-2015). Ma participation à la mesure in situ s'est faite principalement sur le site de l'Arc en Maurienne avec les thèses de Germain [Antoine \(2013\)](#) pour l'étude des chasses de barrages de l'Arc et de Mohamed [Jaballah \(2013\)](#) pour l'étude d'un système de bancs de galets alternés. Enfin, je commence à m'investir dans l'étude de laboratoire avec la thèse d'Émeline Perret (2014-2016).

Une des grandes richesses de l'unité Hydrologie-Hydraulique dont je fais partie est cette dynamique de recherche sur trois niveaux : terrain, laboratoire et modélisation numérique. Mes travaux se situent à la croisée de ces approches en partant du terrain pour appréhender les phénomènes à grande échelle, mettre en exergue les processus clés, en utilisant l'expérimentation de laboratoire pour étudier plus en détails ces processus pour enfin alimenter les codes de calcul numérique en proposant des modèles permettant de reproduire les processus étudiés à différentes échelles.

Mots-clés : transport sédimentaire ; charriage ; suspension ; morphodynamique ; modélisation.

Abstract

I present in this manuscript the main research I accomplished since my arrival at Irstea (formerly Cemagref). The presentation is two-fold. In the first part, I present my work on sediment transport in rivers, from the study of hydraulic roughness to the formulation of bedload and graded suspension but also the study of settling velocity and exchanges with the bed in case of washload. The second part of the document is more focused on river bed evolution with my contributions on sediment budget estimation and 1D modelling as well as an experimental study on the dynamics of alternate gravel bar systems.

This work has been largely achieved through the work of doctoral students in particular for the 1D modelling of river bed evolutions : PhD Thesis of Audrey [Latapie \(2011\)](#) on

the Middle Loire River, PhD thesis of Claire [Béraud \(2012\)](#) on the Old Rhine, and for the 1D modelling of the fine sediments dynamics : PhD Thesis of Germain [Antoine \(2013\)](#) and Lucie Guertault (2012-2015). My participation in in situ measurements was mainly achieved on the Arc River with PhD thesis of Germain [Antoine \(2013\)](#) for the study of dam flushes and Mohamed [Jaballah \(2013\)](#) for the study of an alternate gravel bar system. Finally, I began to get involved in laboratory study with the PhD thesis of Émeline Perret (2014-2016).

I belong to the Hydrology-Hydraulic unit that has the specificity to propose a research at three levels : field measurements, laboratory study and numerical modelling. My work is at the intersection of these approaches starting from field measurements to understand the large-scale phenomena, highlighting main key processes, and using laboratory experiments to study these processes in details to finally provide new models for numerical softwares, which eventually can be used to reproduce these processes at different scales.

Key words : sediment transport ; bedload ; suspended load ; morphodynamics ; modelling.

Table des matières

Table des Matières	iii
Notations	vii
1 Introduction	1
1.1 Qu'est-ce que le transport sédimentaire en rivière	1
1.2 Intérêts de l'étude du transport sédimentaire	3
1.3 Ma place dans la thématique du transport sédimentaire	5
1.4 Organisation du mémoire	7
2 Transport sédimentaire	9
2.1 Contrainte de cisaillement au fond	9
2.1.1 Définition	9
2.1.2 Contrainte de cisaillement au fond et profil vertical des vitesses	9
2.1.3 Contrainte de cisaillement au fond et coefficient de frottement	11
2.1.4 Interaction écoulement et transport sédimentaire	12
2.1.5 Interaction écoulement et formes du lit	12
2.1.6 Calage hydraulique d'un modèle 1D	14
2.2 Contrainte de cisaillement critique	15
2.2.1 Diagramme de Shields et effet de la pente	15
2.2.2 Mélange de sédiments de différente granulométrie	16
2.3 Formulation du charriage	17
2.3.1 Impact du paramètre de Shields critique	17
2.3.2 Granulométrie étendue	18
2.3.3 Représentation d'une dynamique aléatoire	18
2.4 Paramètres gouvernant la suspension	19
2.4.1 Vitesse de chute des particules	20
2.4.2 Diffusion verticale	22
2.4.3 Condition limite au fond	23
2.5 Suspension graduée de sables	24
2.5.1 Quelle concentration au fond ?	24
2.5.2 Formulation à l'équilibre	25
2.5.3 Lien entre le transport sédimentaire et les termes d'érosion et dépôt	26

2.6	Suspension de lessivage ou suspension homogène	27
2.6.1	Existe-t-il une définition de la suspension de lessivage ?	27
2.6.2	Modélisation 1D de la dynamique de la suspension de lessivage	27
2.6.3	Non-uniformité latérale de la concentration	28
2.6.4	Non-uniformité verticale de la concentration	30
2.6.5	Intérêt d'un réseau de mesure	30
2.6.6	Chasses de l'Arc	31
2.6.7	Dynamique des dépôts de fines sur un banc de galets	33
2.7	Perspectives de recherche en transport sédimentaire	34
3	Évolution des fonds et morphodynamique	37
3.1	Du bilan sédimentaire au modèle numérique 1D	37
3.1.1	Estimation des flux locaux moyens	37
3.1.2	Découpage en tronçons homogènes	38
3.1.3	Quel bilan sédimentaire ?	40
3.2	Une représentation physique de l'évolution des fonds ?	41
3.2.1	Distance de chargement et effet de pente	42
3.2.2	Répartition des dépôts et érosions dans un modèle uni-dimensionnel	44
3.2.3	Simplification de la géométrie	45
3.3	Évolution des caractéristiques sédimentaires	47
3.3.1	Couche active	47
3.3.2	Une représentation simplifiée ou multi-modale ?	48
3.3.3	Affinement longitudinal	51
3.3.4	Formation d'une couche armurée	52
3.3.5	Couplage des processus liés aux fines et aux grossiers	54
3.4	Morphodynamique d'un système de bancs alternés	54
3.4.1	Genèse et devenir d'un système de bancs alternés sur l'Arc	54
3.4.2	Un suivi sur une décennie du banc de galet MJ	57
3.5	Perspectives de recherche en morphodynamique	60
4	Conclusion et perspectives de recherche	63
4.1	Expérimentation de terrain	63
4.2	Expérimentation de laboratoire	64
4.3	Modélisation	65
	Bibliographie	67
	Annexes	84
A	Curriculum Vitae	85
A.1	Information administrative	85
A.2	Cursus universitaire et professionnel	86
A.3	Doctorat	87

A.4	Résumé des activités après la thèse	88
A.5	Encadrement de travaux de recherche	91
A.6	Principales activités d'enseignement	94
A.7	Activités éditoriales, administratives	96
A.8	Publications	99

Notations

Le tableau suivant liste l'ensemble des variables utilisées dans ce manuscrit et leur dimension associée. Le système international donne une longueur L en m, un temps T en s et une masse M en kg.

Symbole	Signification	Dimension
a_p, b_p, c_p	Longueur des 3 axes de la ellipsoïde décrivant une particule	[L]
B	Largeur de la rivière	[L]
B_a	Largeur active	[L]
c	Concentration volumique en sédiment	[-]
c_{max}	Concentration volumique en sédiment maximale ($c_{max} \approx 0.65$)	[-]
csf	Coefficient de Corey (1949) $csf = c_p / \sqrt{a_p b_p}$	[-]
C	Concentration massique en sédiment $C = \rho_s c$	[M/L ³]
C_{eq}	Concentration à l'équilibre	[M/L ³]
C_0	Concentration de référence	[M/L ³]
C_d	Coefficient de traînée	[-]
C_f	Coefficient de frottement	[-]
Ch	Coefficient de frottement de Chézy	[L ^{1/2} /T]
d	Diamètre du sédiment	[L]
d_i	Diamètre pour i% de passant en masse	[L]
d_m	Diamètre moyen d'une population de sédiments	[L]
d_{50}	Diamètre médian d'une population de sédiments	[L]
d_*	Diamètre sédimentologique $d_* = [g(s-1)/\nu^2]^{1/3} d$	[-]
D	Taux (ou flux) de dépôt	[M/(L T)]
Fr	Nombre de Froude ($Fr = \bar{u} / \sqrt{gh}$)	[-]
e_{AL}	Coefficient pour l'épaisseur de la couche active	[-]
F_s	Taux de particule fines	[-]
g	Accélération de la gravité	[L/T ²]
h	Profondeur d'eau locale	[L]
H	Profondeur d'eau moyenne sur une section	[L]
H_b	Hauteur d'un banc	[L]
H_d	Hauteur d'une dune	[L]
H_r	Hauteur d'une ride	[L]
I	Pente du fond d'une rivière	[L/L]

Symbole	Signification	Dimension
J	Pente d'énergie d'une rivière	[L/L]
K_s	Coefficient de Manning-Strickler	[L ^{1/3} /T]
l	Distance normale à la paroi	[L]
L_b	Longueur d'un banc	[L]
L_a	Longueur de chargement	[L]
L_{ad}	Longueur de chargement pour le diamètre	[L]
$L_{a\sigma}$	Longueur de chargement pour l'étendue granulométrique	[L]
L_d	Longueur d'une dune	[L]
L_{eq}	Longueur d'équilibre d'un tronçon	[L]
L_r	Longueur d'une ride	[L]
M	Constante de la loi de Partheniades (1965)	[L/T]
M_d	Constante de la loi de dépôt	[-]
M_τ	Coefficient pour le répartition des dépôts	[-]
P	Taux (ou flux) d'érosion	[M/(L T)]
P_{Rouse}	Nombre de Rouse ($P_{Rouse} = W_s/(\kappa u_*)$)	[-]
q_{lat}	Apport liquide latéral	[L ³ /T]
$q_{s,lat}$	Apport solide latéral	[M/(L T)]
q_s	Débit solide par unité de largeur	[M/(L T)]
q_{sb}	Débit solide par charriage par unité de largeur	[M/(L T)]
q_{ss}	Débit solide en suspension par unité de largeur	[M/(L T)]
q_s^*	Capacité de transport par unité de largeur	[M/(L T)]
Q	Débit liquide	[L ³ /T]
Q_{cr}	Débit liquide critique pour la mise en mouvement des sédiments	[L ³ /T]
Q_{eff}	Débit liquide efficace pour le transport solide	[L ³ /T]
Q_s	Débit solide massique	[M/T]
Q_{s*}	Capacité de transport sédimentaire	[M/T]
Q_{sa}	Débit solide massique moyen annuel	[M/T]
Q_{sb}	Débit solide massique par charriage	[M/T]
Q_{ss}	Débit solide massique en suspension	[M/T]
R_h	Rayon hydraulique	[L]
R_H	Rayon hydraulique global sur une section	[L]
\Re	Nombre de Reynolds ($\Re = \bar{u}h/\nu$)	[-]
\Re_*	Nombre de Reynolds particulaire ($\Re_* = W_s d/\nu$)	[-]
s	Densité du sédiment ($s = \rho_s/\rho$)	[M/L ³]
S_b	Aire de la section solide	[L ²]
S_w	Aire de la section liquide (surface mouillée)	[L ²]
t	Temps	[T]
T_a	Temps d'adaptation pour la formation d'une forme de fond	[T]
u, v, w	Vitesses locales selon les axes x, y, z	[L/T]
u_*	Vitesse de frottement au fond	[L/T]

Symbole	Signification	Dimension
\bar{u}, \bar{v}	Vitesses moyennées sur la hauteur d'eau selon les axes x, y	[L/T]
U	Vitesse moyenne sur la section de l'écoulement	[L/T]
W	Largeur au miroir d'une rivière	[L]
W_s	Vitesse de chute des particules	[L/T]
x, y, z	Coordonnées spatiales	[L]
X_τ	Coefficient pour le répartition des dépôts	[-]
z_c	Profondeur de décolmatage d'un lit de gravier ($z_c < 0$)	[L]
z_w	Niveau de la surface libre	[L]
$\alpha_{Han}, \alpha_{Wu}$	Constantes homogènes à une distance pour les formulations de la distance de chargement (Han, 1980; Wu, 2008)	[L]
α_d	Coefficient de décroissance sédimentaire selon la loi de Sternberg (1875)	[-]
α_σ	Coefficient de ségrégation sédimentaire selon la loi de Sternberg (1875)	[-]
β	Coefficient pour l'effet de pente	[-]
β_V	Coefficient caractérisant la forme des hydrogrammes	[-]
δ_l	Épaisseur de la couche laminaire	[L]
δ_{AL}	Épaisseur de la couche active	[L]
Δ_t	pas de temps	[T]
ϵ_v	Diffusion turbulente verticale des sédiments	[L ² /T]
κ	Constante de von Karman ($\kappa = 0.41$)	[-]
λ_b	Longueur d'onde des bancs alternés	[L]
Λ	Ratio largeur de rivière sur profondeur moyenne ($\Lambda = B/H$)	[-]
ν	Viscosité cinématique de l'eau	[L ² /T]
ω	Puissance spécifique	[M/T ³]
ω_{cr}	Puissance spécifique critique de mise en mouvement des sédiments	[M/T ³]
φ	Angle de stabilité des sédiments	[-]
ϕ	Concentration volumique des floes	[-]
ϕ_{max}	Concentration volumique des floes maximale ($\phi_{max} \approx 0.8$)	[-]
ρ	Masse volumique de l'eau	[M/L ³]
ρ_s	Masse volumique du sédiment	[M/L ³]
σ	Étendue granulométrique $\sigma = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$	[L]
σ_t	Nombre de Schmidt	[-]
$\sigma_E, \sigma_P, \sigma_B$	Constantes liées au nombre de Schmidt (profils exponentiel et selon des lois puissance)	[-]
τ	Contrainte de cisaillement	[M/(L T ²)]
τ_b	Contrainte de cisaillement au fond	[M/(L T ²)]
τ_{cr}	Contrainte de cisaillement critique de mise en mouvement des sédiments	[M/(L T ²)]

Symbole	Signification	Dimension
θ	Paramètre de Shields ou contrainte de cisaillement au fond adimensionnée $\theta = \tau_b / [(\rho_s - \rho)gd]$	[-]
θ_{cr}	Paramètre de Shields critique de mise en mouvement des sédiments	[-]
$\theta_{cr,sf}$	Paramètre de Shields critique où les formes du lit sont effacées (régime de "sheet flow")	[-]

Chapitre 1

Introduction

1.1 Qu'est-ce que le transport sédimentaire en rivière

Le lit des cours d'eau naturels est constitué de sédiments de taille pouvant varier du bloc (diamètre supérieur à 10 cm) aux argiles (diamètre inférieur à 5 μm). Les forces tractrices exercées par l'écoulement peuvent transporter certaines de ces particules sur des distances très variables et ainsi façonner le lit de la rivière. Il existe ainsi un certain équilibre entre la taille moyenne des sédiments constituant le lit de la rivière, la pente du lit, le débit liquide et le débit solide (Lane, 1955). De ce fait, les rivières alpines sont principalement constituées de galets, les rivières de piedmont de graviers, et les rivières de plaine, de sables.

La définition du transport sédimentaire (ou débit solide) n'est pas si simple car il existe plusieurs modes de transport avec des phénomènes physiques en jeu différents et dont les limites ne peuvent être clairement définies.

- Le **charriage** correspond au transport sédimentaire où les particules sont en contact direct avec le fond du lit ; on y inclut généralement le roulement et le glissement de particules ainsi que la saltation qui correspond à de petits sauts. Le transport se fait donc sur le fond du lit avec des vitesses de transport très faibles mais avec des concentrations pouvant être très élevées. On associe généralement à ce mode de transport les particules les plus grossières (galets, graviers et sables).
- La **suspension graduée** (ou de fond) désigne l'ensemble des sédiments se déplaçant sur la colonne d'eau en équilibre direct avec l'hydrodynamique locale tout en conservant un contact avec le fond ; on y inclut les particules faisant des sauts pouvant être très longs car maintenues par la turbulence de l'écoulement (Malavoi *et al.*, 2011; Rodrigues *et al.*, 2013). Ce mode de transport implique des concentrations généralement beaucoup plus faibles que pour le charriage et diminuant rapidement en s'éloignant du fond mais des vitesses de particules s'approchant de la vitesse du courant. On associe généralement les sables à ce mode de transport. Tout comme pour le charriage, il est possible d'établir des relations d'équilibre entre le flux solide et des conditions hydro-sédimentaires données (caractéristiques du lit d'une rivière, contraintes hydrodynamiques).
- La **suspension de lessivage** correspond au transport sédimentaire se faisant de

façon homogène sur la colonne d'eau. Les forces de gravité s'exerçant sur ces particules sont bien inférieures aux forces de diffusion turbulente ; les particules n'ont ainsi quasiment aucun contact avec le fond de la rivière. Il est impossible d'établir une relation d'équilibre entre le flux solide et les conditions hydro-sédimentaires locales de la rivière ; ce mode de transport est directement lié aux apports amont provenant du curage du réseau-hydrographique, du lessivage plus ou moins efficace des versants lors d'un événement pluvieux ou d'un apport brutal lié à des phénomènes naturels (laves torrentielles, glissement de terrain, etc.) ou artificiels (manœuvre d'ouvrage, chasse de barrage, etc.). Ce mode de transport est classiquement associé aux particules les plus fines (argiles et limons).

Chacun de ces trois modes de transport induit des outils mais surtout des stratégies de mesure bien distinctes sur le terrain (Camenen, 2014). Si l'on veut estimer le flux solide à travers une section d'une rivière, la stratégie évolue avec le mode de transport étudié :

- Pour le charriage, les flux solides étant très sensibles aux contraintes hydrodynamiques locales, il est nécessaire de réaliser une description sur la section en travers (Camenen *et al.*, 2011). Et pour bien comprendre la dynamique d'une rivière à une section donnée, il faut pouvoir associer le transport charrié au fond de la rivière à un débit et donc créer une courbe de tarage sédimentaire. Ceci induit de réaliser des mesures à différents débits, en particulier à des débits de crue.
- Pour une suspension graduée, une description spatiale sur la verticale doit être réalisée en plus car les concentrations peuvent y varier très fortement (Edwards et Glysson, 1999; Camenen *et al.*, 2014). La connaissance de la taille des particules est aussi fondamentale car la suspension graduée est tout particulièrement sensible à ce paramètre, contrairement au charriage (Camenen et Larroudé, 2003).
- Pour une suspension de lessivage, une mesure ponctuelle est censée être représentative de la section de mesure. A contrario, il est nécessaire d'avoir une description temporelle suffisamment fine car une relation entre la concentration en MES et le débit est généralement très difficile, sinon impossible à établir (Camenen *et al.*, 2013a).

Le terme Matière en Suspension (MES) devrait par définition correspondre aux deux derniers modes de transport. Cependant, ce terme est aujourd'hui couramment associé à la suspension de lessivage. Dans la suite de ce document, j'éviterai donc l'utilisation du terme MES afin d'éliminer toute confusion avec la suspension de lessivage.

Même si cela peut varier d'une rivière à l'autre, en particulier pour les rivières de montagne et torrents où le charriage peut être important, les flux solides liés à la suspension de lessivage sont généralement bien supérieurs aux flux de suspension graduée qui sont eux-mêmes bien supérieurs aux flux charriés. Cette différence s'est particulièrement accrue au 20ème siècle où l'anthropisation des rivières (seuils, barrages, fosses d'extraction, etc.) a plus particulièrement affecté la charge de fond (Sogreah, 2000).

1.2 Intérêts de l'étude du transport sédimentaire et de la morphodynamique des cours d'eau

L'étude du transport sédimentaire et de la dynamique des fonds des cours d'eau est essentielle pour deux principaux enjeux.

Le premier enjeu est essentiellement économique à travers une réduction des risques induits par la dynamique sédimentaire (érosions ou dépôts). Les volets concernés sont multiples :

- Le risque d'inondation reste le risque naturel le plus important en France. Plus de 2 millions de personnes sont exposées au risque d'inondation et environ 80% des coûts liés aux aléas naturels proviennent des inondations (donnée de <http://www.prim.net> du MEEDDAT). L'évolution d'un tronçon de cours d'eau peut fortement aggraver ce risque si elle induit un exhaussement des niveaux en crue. Ceci est vrai pour une rivière avec une dynamique sédimentaire élevée (risque d'engravement local réduisant directement la section efficace) ou faible (risque de végétalisation diminuant la capacité d'écoulement).
- La stabilité des berges et des ouvrages est aussi un point important. La rupture du pont Wilson à Tours en 1978 est un exemple qui a marqué les esprits et a initié les réflexions pour la loi sur l'interdiction des extractions dans le lit mineur.
- La problématique de navigation se pose depuis longtemps sur certaines grandes rivières. De nombreux ouvrages ont ainsi été construits, en particulier au 19ème siècle (chenalisation, création d'épis, etc.) ayant généralement eu pour conséquence à long terme une forte érosion du lit limitant la navigation...
- En lien avec les points précédents, tout ouvrage réalisé dans une rivière ou toute modification de son lit risque d'impacter l'équilibre ou pseudo-équilibre morphodynamique de la rivière. C'est donc un enjeu important pour les bureaux d'étude de pouvoir mieux appréhender ces impacts.
- Enfin le niveau de la nappe peut être très fortement affecté par un enfoncement du lit d'un cours d'eau, s'ensuit la problématique du soutien d'étiage. Ce phénomène d'enfoncement du lit est pourtant très courant en France au 20ème siècle, principalement du fait de la construction d'ouvrages hydro-électriques, des extractions et de la chenalisation des cours d'eau.

Le second enjeu qui a pris de l'importance ces dernières années est environnemental. La Directive Cadre sur l'Eau (DCE) a fixée des objectifs et des méthodes pour atteindre le bon état écologique avec cependant une vision souvent trop statique de l'hydromorphologie (habitat écologique à un moment donné). Ainsi, si l'on veut pouvoir répondre aujourd'hui à la circulaire du 18 janvier 2013 relative au classement de cours d'eau en vue de leur préservation ou de la restauration de la continuité écologique (Article L.214-17 du code de l'environnement), il semble fondamental de pouvoir quantifier le transport sédimentaire dans les cours d'eau de France, ne serait-ce que pour établir une définition du "transfert suffisant des sédiments".

Actuellement, les estimations se font souvent très grossièrement à la limite du qualitatif

(à dire d'expert) en appliquant des lois de transport sédimentaire à partir d'hypothèses très fortes et en absence de données pour valider les résultats (données de transport sédimentaire mais aussi de taille des sédiments en place et des sédiments transportés). Ceci implique des incertitudes de plusieurs ordres de grandeurs sur les estimations du transport sédimentaire. A cela se rajoutent les incertitudes liées aux apports solides, à la variabilité de la granulométrie sur un cours d'eau et au potentiel armurage, voire pavage de la couche de fond modifiant la contrainte critique de mise en mouvement des sédiments. L'armurage est la conséquence d'un transport sédimentaire partiel du fait d'une puissance trop faible de l'écoulement pour transporter les particules les plus grossières du lit. Il aboutit à une différence de composition granulométrique entre la couche de surface du lit et la couche sous-jacente qui peut être annulée à la moindre crue. Si l'armurage est à peu près connu (Chin *et al.*, 1994), le pavage reste un phénomène complexe de stabilisation et accroissement de la granulométrie à long terme de la couche de surface du lit suite à une incision de ce dernier du fait d'une quasi-absence d'apport sédimentaire mais aussi d'une relative réduction de la puissance de l'écoulement (Bray et Church, 1980; Malavoi *et al.*, 2011). Dans le cas d'un phénomène de pavage, la contrainte critique de mise en mouvement des sédiments peut être telle que seule une crue d'occurrence rare peut induire une dynamique sédimentaire. Si l'on omet les cas exceptionnels d'une couche pavée colmatée (voire cimentée), seules des mesures in-situ du transport sédimentaire peuvent permettre de confirmer la présence d'un pavage plutôt qu'un simple armurage, et donc de mieux estimer la contrainte critique de mise en mouvement des sédiments sur le tronçon étudié. Quelle que soit la méthode, la mesure de la charge de fond in situ demeure difficile, souvent coûteuse en temps et en argent. Il faut cependant relativiser ces coûts par rapport aux coûts des restaurations de digues, reprofilages de rivières, essartements de bancs végétalisés, dragages etc.

L'utilisation d'un modèle numérique peut réduire les coûts pour une étude. Mais la validité des résultats issus d'une modélisation est fortement dépendante de la qualité des données d'entrée, des données de calage hydro-sédimentaire, y compris donc de transport sédimentaire (charriage, suspension graduée et suspension de lessivage) et d'évolution des fonds. Le recours à des modèles semble indispensable pour la compréhension de systèmes complexes. Mais il faut bien avoir en tête que la modélisation des fonds cumule les incertitudes liées à l'estimation des flux avec celles liées à la morphodynamique (description des fonds limitée, échanges avec le lit, tri granulométrique, changement d'échelle, etc.). Les modèles numériques sont de plus généralement sensibles à de nombreux paramètres qui décrivent des phénomènes physiques que nous ne maîtrisons pas totalement, et qui sont parfois fixés arbitrairement, le calage du modèle pouvant se faire à partir d'autres paramètres. Cela implique des incertitudes d'autant plus fortes que ces modèles sont souvent utilisés pour de la prédiction en dehors de leur domaine de validation.

Une meilleure compréhension des processus sédimentaires et de la dynamique sédimentaire des cours d'eau est donc fondamentale pour améliorer les outils utilisés par les hydrauliciens et géomorphologues. Ceci doit permettre au final d'améliorer voire d'optimiser économiquement la gestion de ces cours d'eau.

1.3 Ma place dans la thématique du transport sédimentaire

La thématique du transport sédimentaire en rivière est depuis longtemps étudiée, essentiellement par deux communautés :

- la communauté des géomorphologues qui se base principalement sur des études de terrain et des modèles réduits en laboratoire et se focalise souvent sur une compréhension large échelle (temporelle et spatiale) incluant tous les phénomènes en jeu (notamment géographiques, géologiques, climatiques et humain), et ceci par l’intermédiaire de modèles conceptuels voire statistiques ;
- la communauté des hydrauliciens qui se base principalement sur des études analytiques, numériques ou d’expérimentation de laboratoire avec généralement une volonté de compréhension des processus à petite échelle à partir de modèles à base physique (mécanistes, déterministes).

Il est bien évident que la limite entre ces deux communautés n’est pas aussi figée et caricaturale et que de nombreux échanges existent. Cependant, il faut avouer qu’il n’est pas toujours très simple de communiquer du fait des expériences et des formations pouvant être très différentes (numéricien versus géologue). Même si je suis issu de la communauté des hydrauliciens, j’espère créer une synergie entre ces deux communautés. Ainsi, mes objectifs de recherche découlent d’une volonté de compréhension des processus physiques régissant le transport sédimentaire et l’évolution des fonds. Ils résultent de la maxime de Lavoisier : *“rien ne se perd, tout se transforme”* qui énonce la loi de conservation de la matière. En transport sédimentaire, cette dernière peut s’écrire généralement sous la forme de l’équation dite d’[Exner \(1925\)](#). En unidimensionnel, cette dernière s’écrit :

$$(1 - p) \frac{\partial S_b}{\partial t} = \frac{\partial Q_s}{\partial x} + q_{s,lat} \quad (1.1)$$

$$= \frac{\partial Q_{sb}}{\partial x} + P - D + q_{s,lat} \quad (1.2)$$

où p est la porosité du lit, S_b l’aire de la section du lit, Q_s le flux solide total, Q_{sb} le flux solide par charriage (et éventuellement suspension graduée), Q_{sb} le transport solide par charriage (et éventuellement suspension graduée), $P - D$ les taux d’érosion et de dépôt (correspondant respectivement à un flux solide en suspension ascendant ou descendant), et $q_{s,lat}$ l’apport solide latéral. Dans l’Eq. 1.2, le terme $\partial Q_{sb}/\partial x$ correspond donc à la composante du charriage de l’évolution des fonds alors que le terme $P - D$ correspond à la composante de la suspension. Il est donc important de noter que l’évolution des fonds dépend du gradient de transport sédimentaire et non de son intensité.

Le transport sédimentaire par charriage (et suspension de fond) est généralement estimé à partir de formules semi-empiriques de la capacité de transport sédimentaire Q_{s*} par charriage (et/ou de suspension de fond) obtenues pour des conditions hydro-sédimentaires à l’équilibre. Ces dernières sont fonction de l’écoulement (hauteur d’eau H , vitesse du courant U , contrainte de cisaillement au fond τ) et des sédiments disponibles au fond de la rivière (diamètre des sédiments d). Les paramètres hydrauliques sont couramment tirés de la résolution des équations de Barré de Saint Venant (en 1D et 2D) voire des équations de Navier-Stokes (en 3D).

Cependant, les conditions d'équilibre pour le transport sédimentaire ne peuvent être atteintes immédiatement en cas de variation d'un ou plusieurs de ces paramètres. Il existe un décalage spatio-temporel. [Daubert et Lebreton \(1967\)](#) ont proposé le modèle suivant pour introduire ce phénomène de déséquilibre spatial :

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = \frac{Q_{s*} - Q_s}{L_a} \quad (1.3)$$

où L_a est la longueur de chargement. L_a varie a priori de quelques mètres pour le charriage à plusieurs centaines de mètres pour une suspension sableuse ([Armanini et di Silvio, 1988](#); [Phillips et Sutherland, 1989](#)).

Concernant la suspension, si l'on se pose sur un point de la colonne d'eau, il peut exister un équilibre entre la vitesse de chute et le forçage hydro-dynamique. En régime permanent et en négligeant le phénomène d'advection verticale, la distribution verticale de la concentration en sédiments dépend uniquement de la vitesse de chute des sédiments W_s et de la diffusion turbulente verticale des particules ϵ_v ([van Rijn, 1984a](#)) :

$$c(z) = c_a \exp\left(-\int_{z_a}^z \frac{W_s}{\epsilon_v} dz\right) \quad (1.4)$$

où c_a est la concentration de référence à $z = z_a$. En supposant la diffusion verticale proportionnelle à la vitesse de frottement au fond $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ (avec τ la contrainte de cisaillement au fond et ρ la masse volumique de l'eau), l'importance de la suspension peut alors être appréhendée directement à l'aide du nombre de [Rouse \(1937\)](#) :

$$P_{Rouse} = \frac{W_s}{\kappa u_*} \quad (1.5)$$

avec $\kappa = 0.41$ la constante de von Karman. Ainsi, on parle d'une suspension négligeable pour $P_{Rouse} > 2.5$, d'une suspension graduée pour $0.8 < P_{Rouse} \leq 2.5$, et d'une suspension homogène pour $P_{Rouse} \leq 0.8$ ([van Rijn, 1993](#)).

Il est ainsi théoriquement possible d'estimer la capacité de transport sédimentaire en suspension sur une section d'écoulement :

$$Q_{ss*} = \rho_s \int_0^B \int_{z_a}^h c(z)u(z)dzdy \quad (1.6)$$

avec ρ_s la masse volumique des sédiments, B la largeur de la rivière, et u la vitesse selon l'axe principal de l'écoulement de la rivière. Dans le cas d'une suspension homogène (suspension de lessivage), l'équation 1.6 se simplifie telle que :

$$Q_{ss} = QC \quad (1.7)$$

où C est la concentration massique supposée ici homogène sur la section.

Le transport sédimentaire en suspension peut aussi être modélisé par l'équation de convection-dispersion. En unidimensionnel, elle s'écrit :

$$\frac{\partial(S_w C)}{\partial t} + \frac{\partial(S_w UC)}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(S_w K_D \frac{\partial C}{\partial x} \right) = P - D + q_{ss,lat} \quad (1.8)$$

dans laquelle S_w est l'aire de la section mouillée (ou liquide), U la vitesse moyenne de l'écoulement, K_D le coefficient de dispersion des sédiments dans la direction x (longitudinale), et $q_{ss,lat}$ l'apport solide latéral (suspension).

Depuis mon doctorat, mes efforts de recherche ne se sont pas portés sur la résolution numérique de toutes ces équations mais sur l'estimation physique des paramètres fondamentaux régissant ces équations et l'impact que cela peut avoir sur l'évolution des fonds. Pour le charriage, ils correspondent ainsi à la mise en place de modèles pour la capacité de transport Q_{sb*} mais aussi pour la longueur de chargement L_a . Pour la suspension, ils correspondent de la même manière au développement de modèles pour estimer la capacité de transport Q_{ss*} (soit des modèles pour la vitesse de chute des sédiments W_s , la diffusion turbulente verticale des particules ϵ_v et la concentration de référence c_a) mais aussi le coefficient de dispersion longitudinal K_D . Cela induit un travail expérimental de terrain mais aussi de laboratoire afin de mieux appréhender ces différents phénomènes. Il s'ensuit de façon évidente une importante étude bibliographique pour compléter largement la base de données utile à toute étude de paramètre. Depuis mon arrivée à Irstea (anciennement Cemagref), je me suis de plus investi dans la mesure in situ du transport solide et des évolutions des fonds me permettant ainsi d'avoir un regard plus critique des capacités et limites des modèles numériques.

1.4 Organisation du mémoire

Le mémoire se présente en deux chapitres :

- Le premier synthétise mes travaux sur la compréhension du transport sédimentaire, incluant les problématiques de frottement au fond, estimation du charriage et de la suspension ;
- Le second chapitre porte sur la morphodynamique des rivières, de la mesure de terrain au modèle numérique.

Chapitre 2

Transport sédimentaire

2.1 Contrainte de cisaillement au fond

2.1.1 Définition

La contrainte de cisaillement au fond τ_b est un terme fondamental quant à l'estimation du transport sédimentaire. Elle est en effet associée au charriage par la force exercée sur les particules au fond, et à la suspension par le lien direct entre la contrainte de cisaillement et les fluctuations turbulentes. Elle s'écrit :

$$\tau_b = \rho u_*^2 = \rho g R_h J \quad (2.1)$$

où u_* est la vitesse de frottement, ρ la masse volumique de l'eau, R_h le rayon hydraulique et J la pente d'énergie. Cette contrainte au fond inclut en fait plusieurs termes de résistance à l'écoulement selon l'échelle spatiale où l'on se situe :

- une contrainte de peau s'exerçant directement sur les particules que l'on peut relier au charriage ;
- une contrainte de forme liée à un champ de rides ou dunes que l'on peut relier à la suspension ;
- une contrainte de forme liée à la sinuosité de la rivière, aux formes des berges ;
- une contrainte globale moyennant sur un tronçon des pertes de charges singulières (élargissement, épis, seuil, pont etc.) que l'on peut relier au niveau de la surface libre pour un débit donné.

Pour le transport sédimentaire, on utilise plus souvent la valeur adimensionnelle de la contrainte de cisaillement ou paramètre de Shields :

$$\theta = \frac{\tau_b}{(\rho_s - \rho)gd} \quad (2.2)$$

où ρ_s est la masse volumique du sédiment et d son diamètre représentatif (généralement pris comme le diamètre médian d_{50}).

2.1.2 Contrainte de cisaillement au fond et profil vertical des vitesses

Le profil vertical des vitesses est directement fonction du profil vertical des contraintes de cisaillement (Boussinesq, 1872). En reprenant le modèle de Prandtl (1925) en 1D vertical,

et en supposant que $z_0 \ll h$ et $z_0 > \delta_l$ (δ_l : épaisseur de la couche laminaire), on a alors $\tau \approx \tau_b$ et $u_* = \kappa z du/dz$, ce qui permet de retrouver le classique profil logarithmique :

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2.3)$$

où $z_0 = k_s/30$ (Nikuradse, 1950) est la longueur de rugosité telle que $u = 0$ pour $z = z_0$. De nombreuses études de laboratoire pour des canaux lisses ont montré que l'équation 2.3 n'était valable que sur 20% de la colonne d'eau (Coleman, 1981; Nezu et Rodi, 1986; Kirkgöz, 1989; Nezu, 2005; Guo et Julien, 2008). L'équation de sillage de Coles (1956) est alors généralement utilisée pour corriger le profil logarithmique. Cependant, il apparaît que cet effet de sillage est très faible dans les cours d'eau naturels, voire négligeable au vu des incertitudes. Il peut devenir non-négligeable pour des écoulements accélérés ou décélérés (Nezu, 2005), des concentrations en sédiments élevées (Coleman, 1981), et surtout dans le cas de rivières étroites (canaux) où la vitesse maximale peut être située en dessous de la surface libre (Bonakdari *et al.*, 2008; Guo et Julien, 2008) et où le terme de Coles (1956) ne s'applique d'ailleurs plus. De nombreux auteurs ont observé que le profil logarithmique des vitesses était valable sur quasiment l'ensemble de la hauteur d'eau, en particulier en cas de fortes rugosités (Whiting et Dietrich, 1990; Ferro et Baiamonte, 1994; Song *et al.*, 1994; Smart, 1999). On s'éloigne alors de l'hypothèse initiale $k_s \ll R_h$, mais l'extrapolation reste envisageable et a de nombreux intérêts sur le terrain. La figure 2.1 présente deux exemples de rivières où un calage sur au moins les deux tiers de la profondeur d'eau peut être fait. Dans le cas de profils à 5 points (Fig. 2.1b sur le Danube), l'estimation de la rugosité devient cependant très incertaine.

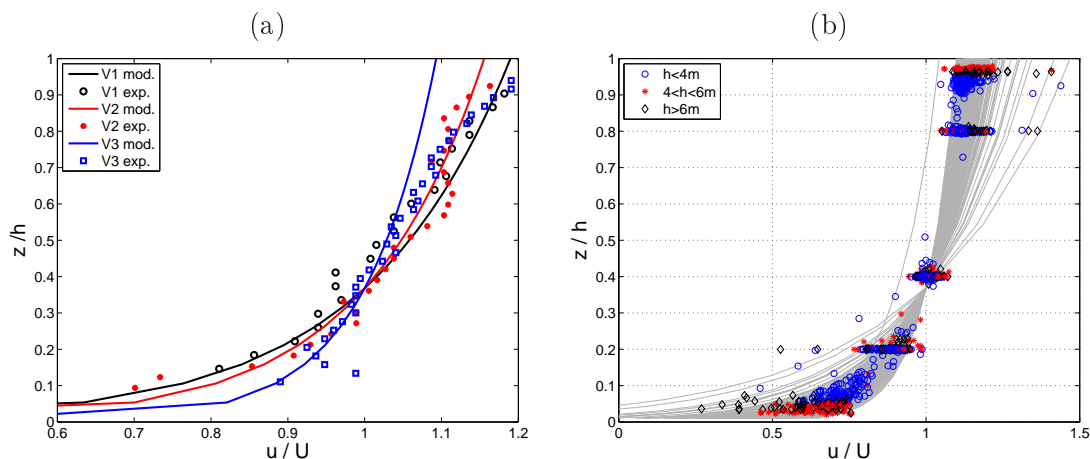


FIGURE 2.1 – Profils de vitesse adimensionnés sur l'Amazonie (mesure ADCP) à Manacapuru, Brésil (a) et sur le Danube (mesures au saumon) à Medvedov, Slovaquie (b).

L'application de l'équation 2.3 peut être très utile en hydrométrie. En effet, lors de crues, seules des méthodes non intrusives peuvent être utilisées. Elles sont basées sur des mesures de vitesse de surface comme la LSPIV (Large Scale Particle Image Velocimetry; Le Coz *et al.*, 2010; Dramais *et al.*, 2011) ou le radar (Dramais *et al.*, 2014). Il est alors

nécessaire de relier la vitesse de surface à la vitesse moyenne de l'écoulement :

$$\bar{u} = \alpha_s u_s \quad (2.4)$$

avec α_s le coefficient de surface et u_s la vitesse de surface. Une application des profils théoriques (lois logarithmiques corrigées) montre que ce coefficient de surface peut varier de 0.6 à 0.9 pour un cours d'eau large (Fig. 2.2). Dans le cas d'un canal étroit, la valeur de α_s peut même être supérieure à 1 du fait de l'effet des parois latérales. Afin de limiter les incertitudes de mesure de débit à partir de mesure de vitesses de surface, nous avons proposé une discussion sur le choix le plus judicieux de α_s (Le Coz *et al.*, 2010).

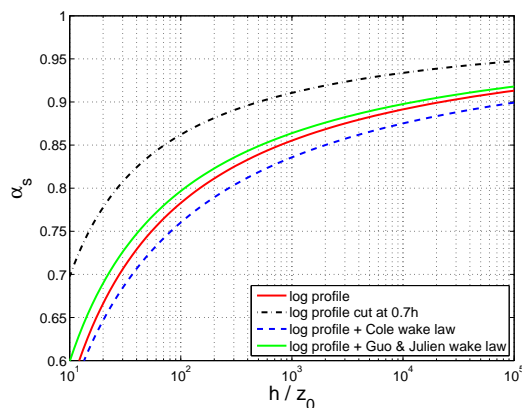


FIGURE 2.2 – Valeurs théoriques du coefficients de surface α_s en fonction de la rugosité relative z_0/h pour différents profils (loi logarithmique, loi logarithmique tronquée à $z/h = 0.7$, loi logarithmique avec loi de sillage de Cole, 1956, loi logarithmique avec loi de sillage de Guo et Julien, 2008).

2.1.3 Contrainte de cisaillement au fond et coefficient de frottement

En intégrant l'équation 2.3 sur la verticale, la résistance à l'écoulement peut s'exprimer en fonction de la rugosité équivalente de Nikuradse k_s , qui pour un écoulement turbulent rugueux ($u_* k_s / \nu > 70$ et $k_s \ll R_h$) s'écrit donc (Yalin 1977, Schlichting 1979) :

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{A_b R_h}{k_s} \right) \quad (2.5)$$

avec $A_b \approx 11$ pour un écoulement pleinement turbulent.

La majorité des données ayant permis l'étude de la rugosité de fond pour un écoulement turbulent rugueux se base sur cette approche moyennée (Eq. 2.5 et dérivées dans le cas de fortes rugosités, Smart (1999); Camenen *et al.* (2006)). Les données issues directement d'un calage sur des données expérimentales de profil vertical des vitesses sont a priori plus correctes car ce calage peut tenir compte de la non-validité de la loi logarithmique sur l'ensemble de la hauteur d'eau (*cf.* Fig. 2.1a). Sumer *et al.* (1996) ont montré que les deux méthodes donnaient des résultats équivalents.

2.1.4 Interaction écoulement et transport sédimentaire

De nombreux auteurs ont pu observer un lien direct entre la rugosité et le transport sédimentaire (Wilson, 1966; Sumer *et al.*, 1996; Camenen *et al.*, 2006; Recking *et al.*, 2008). Le plus souvent, une relation entre la rugosité équivalente k_s/d et le paramètre de Shields θ a été proposée :

$$\frac{k_s}{d} = a + b\theta^c \quad (2.6)$$

où a , b , et c sont des paramètres de calage empiriques. Dans le cas d'une distribution granulométrique étendue, le diamètre caractéristique utilisé est le d_{84} ou d_{90} (diamètre correspondant respectivement à 84% et 90 % de passant en masse). Pour un lit fixe, on a ainsi $k_s \approx 2d_{90}$ (Yalin, 1977; Camenen *et al.*, 2006). Dans Camenen *et al.* (2006), nous avons introduit une valeur critique du paramètre de Shields $\theta_{cr,ur}$ au delà de laquelle la rugosité équivalente est directement fonction du paramètre de Shields. A partir des données expérimentales, nous avons trouvé que $\theta_{cr,ur}$ est fonction du nombre de Froude et de la vitesse de chute des sédiments. L'équation proposée a permis de mieux décrire les observations (*cf.* Fig. 2.3a). Cependant, comme θ dépend directement de k_s/d , l'application des équations du type Eq. 2.6, y compris celle que nous avons proposée, implique une résolution itérative qui détériore fortement les résultats (*cf.* Fig. 2.3b) (Camenen et Larson, 2013). Pour une application en ingénierie, il existe donc un besoin d'une relation plus robuste pour prédire la contrainte qui s'exerce sur un fond mobile.

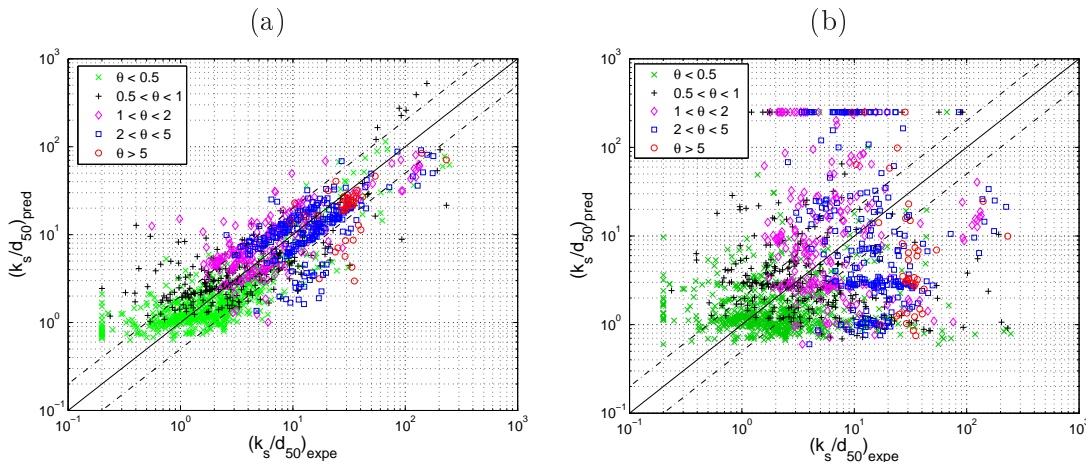


FIGURE 2.3 – Comparaison de la formule de Camenen et al. (2006) avec les données expérimentales (a) et effet de la méthode itérative sur les résultats (b).

2.1.5 Interaction écoulement et formes du lit

Un autre point difficile à estimer est la rugosité de forme liée à la présence de rides ou dunes. Comme indiqué Fig. 2.1a, la rugosité de fond peut fortement varier sur un même tronçon de rivière du fait de la présence de formes de fond. Si cela n'affecte a priori que très peu le charriage, la turbulence induite par ces formes peut fortement affecter la suspension. Il est donc essentiel de pouvoir prédire les caractéristiques des formes de fond

et leur impact sur le profil des vitesses moyen. La rugosité liée à des formes de fond est généralement estimée selon la hauteur et longueur d'onde des formes de fond :

$$k_{sf} = a_r \frac{H_{r/d}^2}{L_{r/d}} \quad (2.7)$$

où a_r est une constante ($5 < a_r < 40$), $H_{r/d}$ et $L_{r/d}$ la hauteur et longueur d'onde des rides ou dunes. [Nielsen \(1992\)](#) et [van Rijn \(1993\)](#) ont proposé respectivement $a_r = 8$ et $a_r = 20$. Ce coefficient est a priori fonction de la forme des rides de fond ([Kim, 2004](#)), soit plus faible pour les formes arrondies typiquement observées en rivière.

La difficulté reste l'estimation des caractéristiques des rides ou dunes. [van Rijn \(1984b\)](#); [Raudkivi \(1997\)](#); [Soulsby et Whitehouse \(2005\)](#) ont proposé des formule empiriques pour les rides (reliée principalement à la taille des sédiments) et les dunes (reliée principalement à la hauteur d'eau h). En reprenant mes travaux sur les rides de houle, il serait possible de caractériser les dunes de fond en rivière telle que :

$$\frac{H_d}{h} = \left(\frac{H_d}{h} \right)_{eq} f_1 \left(\frac{\theta_{cr}}{\theta_g} \right) f_1 \left(\frac{\theta_g}{\theta_{cr,sf}} \right) \quad (2.8)$$

$$\frac{H_d}{L_d} = \left(\frac{H_d}{L_d} \right)_{eq} f_1 \left(\frac{\theta_{cr}}{\theta_g} \right) f_1 \left(\frac{\theta_g}{\theta_{cr,sf}} \right) \quad (2.9)$$

avec θ_g le paramètre de Shields de grain (calculé avec $k_s = 2d_{90}$), $(H_d/h)_{eq}$ et $(H_d/L_d)_{eq}$ les rapports à l'équilibre de la hauteur de dune H_d sur hauteur d'eau h , et de la pente H_d/L_d , L_d la longueur d'onde des dunes, θ_{cr} et $\theta_{cr,sf}$ les contraintes critiques de mise en mouvement et d'effacement des formes de fond, respectivement, et f_1 une fonction de lissage par rapport à la présence ou non de ces formes de fond. Des équations similaires peuvent être aussi proposées pour les rides de courant en travaillant sur les ratio H_r/d et H_r/L_r , respectivement, avec H_r et L_r les hauteur et longueur d'onde des rides, et d un diamètre sédimentaire caractéristique.

Une autre possibilité est d'estimer directement la contrainte de forme à partir de la contrainte de peau au fond ([Engelund et Fredsøe, 1982](#)). J'ai travaillé en ce sens pour les effets des rides de houle ([Camenen, 2009](#)) mais une formule similaire pourrait être proposée pour les formes de fond en rivière (équivalente aux équations 2.8 et 2.9) :

$$\frac{\theta}{\theta_g} = 1 + \left[\left(\frac{\theta}{\theta_g} \right)_{eq} - 1 \right] f_2 \left(\frac{\theta_{cr}}{\theta_g} \right) f_2 \left(\frac{\theta_g}{\theta_{cr,sf}} \right) \quad (2.10)$$

avec $(\theta/\theta_g)_{eq}$ et $(\theta_g/\theta_{cr,sf})_{eq}$ les rapports des contraintes de forme et de grain pour des formes de fond à l'équilibre (rides et dunes), et f_2 une fonction de lissage.

Enfin, pour complexifier ces propositions, il ne faut pas oublier qu'il existe un temps d'adaptation T_a de la forme du lit à l'écoulement ([Bass, 1999](#); [Soulsby et Whitehouse, 2005](#)), qui peut être exprimé sous la forme d'une équation différentielle ([Daubert et Lebreton, 1967](#)) :

$$\frac{\partial H_d}{\partial t} = \frac{H_{d,eq} - H_d}{T_a} \quad (2.11)$$

La littérature est abondante sur ce sujet mais beaucoup de choses peuvent être encore améliorées, sur la caractérisation des rides et dunes, leur dynamique, leur impact sur la rugosité et la hauteur d'eau (possible effet d'hystérésis sur des courbes de tarage). Aujourd'hui, il est possible d'acquérir de nombreuses données in situ via les mesures acoustiques (sonar, ADCP) combinant caractéristiques géométriques et hydrauliques utiles à la compréhension de leur dynamique, en particulier pour les grandes rivières ([Dramais *et al.*, 2013](#)).

D'un point de vue expérimental, la célérité des dunes peut être utilisée pour estimer le transport sédimentaire par charriage ([Simons *et al.*, 1965](#)) ("dune tracking") :

$$q_{s,dt} = (1 - \epsilon)\beta\beta' C_d H_d \quad (2.12)$$

où ϵ est la porosité du sédiment, β un facteur de forme ($\beta = 0.5$ pour une forme triangulaire), $\beta' \geq 1$ un coefficient prenant en compte le fait qu'une partie du transport ne participe pas à la construction du flan aval de la dune (saltation ou suspension), et C_d la célérité de la dune. La combinaison de méthodes pour la mesure du transport sédimentaire est très importante pour l'inter-comparaison mais aussi pour confirmer des phénomènes de type hystérésis ([Claude *et al.*, 2012](#)).

2.1.6 Calage hydraulique d'un modèle 1D

Le calage d'un modèle hydraulique 1D est une étape essentielle de la modélisation en ingénierie. Il passe souvent par un calage empirique du coefficient de Strickler afin de coller au plus près des lignes d'eau mesurée, ce qui lui a valu le surnom de coefficient "poubelle". Il inclut en effet de nombreuses pertes de charges liées au frottement de peau et au transport sédimentaire, aux formes sédimentaires (rides, dunes etc.), à la sinuosité, à la végétation, et aux pertes de charges singulières (ruptures de pente type seuil-mouille, ouvrages etc.). Il est cependant possible de proposer une méthodologie limitant l'empirisme dans le calage. En effet, concernant le lit mobile, il est possible de faire un lien entre l'écoulement et la rugosité (*cf.* paragraphes précédents). Concernant la végétation, une distribution spatiale des différents types de rugosité peut être établie à l'aide d'un SIG. Ces rugosités peuvent ensuite s'ajouter en appliquant des formules de rugosité composée :

$$K_s = \left(\sum_{i=1}^n P_{m,i} K_{s,i}^l / P_m \right)^{1/l} \quad (2.13)$$

avec l un paramètre empirique variant entre -2 et 1 selon les auteurs. [Béraud *et al.* \(2015\)](#) ont ainsi proposé une méthodologie simple dans le cas d'une végétation étagée comme observée sur le Vieux-Rhin. Il est à noter qu'une densité élevée de sections mesurées permet de mieux prendre en compte les pertes de charge liées aux systèmes de seuils / mouilles à l'étiage et évite ainsi un calage du coefficient de Strickler fonction du débit.

2.2 Contrainte de cisaillement critique

2.2.1 Diagramme de Shields et effet de la pente

La contrainte de cisaillement critique pour la mise en mouvement des sédiments est classiquement représentée par le diagramme de Shields. Pour les rivières à faible pente et pour des sédiments triés, les travaux de [Shields \(1936\)](#) ont montré une nette dépendance du paramètre de Shields critique (Eq. 2.2) au diamètre des sédiments. La formule de [Soulsby et Whitehouse \(1997\)](#) en est une bonne représentation :

$$\theta_{cr,0} = \frac{0.24}{d_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.02d_*)] \quad (2.14)$$

avec $\theta_{cr,0}$ le paramètre de Shields critique pour une pente du lit supposée nulle, et $d_* = [g(s-1)/\nu^2]^{1/3}d$ le diamètre sédimentologique.

De nombreuses études ont cependant montré que la pente du fond semblait affecter la contrainte de cisaillement critique de mise en mouvement ([Lamb et al., 2008](#); [Recking, 2009](#)). En tenant compte des effets de stabilité de pente ([Ikeda, 1982](#)), il est possible d'approximer le paramètre de Shields en fonction de la pente du lit I et la submersion relative R_h/d ([Camenen, 2012](#)) :

$$\theta_{cr} = \left(\frac{R_h}{d}\right)_{cr} \frac{I}{(s-1)} \frac{\theta_{cr,I}}{\theta_{cr,0}} = \theta_{cr,0} \frac{\sin(\phi_s - \arctan I)}{\sin(\phi_s)} f(I) \quad (2.15)$$

En théorie, on devrait avoir $f(I) = 1$. Une comparaison avec les données expérimentales compilées par [Recking \(2009\)](#) indique en fait que (Fig. 2.4a) :

$$\left(\frac{R_h}{d}\right)_{cr} = \frac{(s-1)\theta_{cr,0}}{I} f(I) = \frac{(s-1)\theta_{cr,0}}{I} (0.5 + 6I^{0.75}) \quad (2.16)$$

L'équation 2.15 donne des résultats en accord avec les données expérimentales de [Recking \(2009\)](#) (cf. Fig. 2.4b). Cependant, pour les faibles pentes, il faut noter que $\theta_{cr,I \rightarrow 0} = 0.5\theta_{cr,0}$, ce qui induit que la formule de [Soulsby et Whitehouse \(1997\)](#) (Eq. 2.14), surestimerait d'un facteur 2 la contrainte de mise en mouvement pour une pente nulle.

Ce travail a ainsi permis de discuter l'estimation de la puissance spécifique critique de mise en mouvement des sédiments ([Camenen, 2012](#)). La puissance spécifique a été introduite pour l'estimation du transport sédimentaire par [Bagnold \(1980\)](#) :

$$\omega = \tau \bar{u} = \rho g R_h I \bar{u} \approx \frac{\rho g Q I}{B} \quad (2.17)$$

avec \bar{u} la vitesse moyenne du courant, assimilée ici à la vitesse débitante U et B la largeur de la rivière. ω est très souvent utilisé dans sa forme simplifiée par les géomorphologues. Contrairement au paramètre de Shields, peu de formulations semi-empiriques ont été proposées pour la puissance spécifique critique de début de mise en mouvement des sédiments. Ceci peut être aussi lié au fait que l'utilisation de ce paramètre sur l'ensemble d'une section de rivière (et non en local) induit plus d'incertitudes.

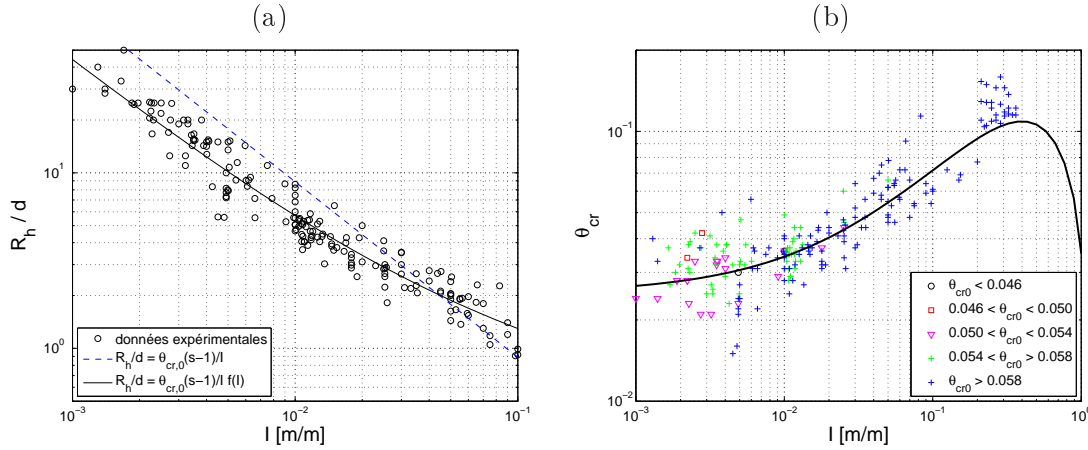


FIGURE 2.4 – Submersion relative critique au début de mouvement des particules (a) et paramètre de Shields critique (b) en fonction de la pente du fond I .

2.2.2 Mélange de sédiments de différente granulométrie

L'impact d'un mélange de sédiment sur le seuil de mise en mouvement des particules a principalement été étudié pour des mélanges bimodaux sablo-graveleux (Wiberg et Smith, 1987; Wilcock, 1988; Kuhnle, 1993; Panagiotopoulos *et al.*, 1997). Le taux de particules fines F_s devient alors un paramètre fondamental. Si F_s tend vers 0, les particules fines sont masquées et ont alors la même contrainte critique que les particules grossières. Inversement si F_s tend vers 1, la matrice de fines régit le lit et les sédiments les plus grossiers sont entraînés avec les plus fines. Les modèles actuels restent cependant très empiriques (Wilcock et Kenworthy, 2002; de Linares et Belleudy, 2007) et peu de données existent pour leur validation. En particulier, les mélanges plus complexes incluant des sédiments cohésifs et graviers comme observés sur de nombreuses rivières alpines sont peu étudiés. C'est l'objet du projet de thèse d'Emeline Perret (2014-2017) que j'encadre avec Céline Berni.

Ferguson *et al.* (1989); Parker (1990); Wilcock et Crowe (2003) ont proposé la formulation suivante pour un mélange de n classes de taille d_j . La contrainte de cisaillement critique pour chacune des classes est estimée à partir de la valeur calculée pour le diamètre médian :

$$\tau_{cr,j} = \tau_{cr} \left(\frac{d_j}{d_{50}} \right)^b \quad (2.18)$$

avec $0 < b \leq 1$. Cependant, l'utilisation d'une telle formule n'affecte que très peu les résultats si l'on cherche une estimation globale du transport sédimentaire lorsqu'il s'agit d'un mélange sablo-graveleux (Camenen *et al.*, 2011). L'impact de sédiments très fins (argiles et silts) pourrait être plus élevé du fait d'une réduction importante de la porosité et de la cohésion de ces particules. De plus, la problématique diffère car ces derniers sont transportés directement en suspension. L'équation 2.18 ne semble pas applicable pour les sédiments fins car la contrainte critique de mise en mouvement de ces particules est moins dépendante de la taille des grains (Ternat *et al.*, 2008). Nos premiers résultats expérimentaux montrent que le colmatage du lit de graviers par des sédiments fins affecte le début de mouvement des graviers. Cependant, ces résultats sont très sensibles à la

structure initiale du lit (Perret *et al.*, 2015).

2.3 Formulation du charriage

2.3.1 Impact du paramètre de Shields critique

Mon apport sur l'estimation du transport sédimentaire par charriage sous un écoulement permanent s'est fait principalement sur l'impact du paramètre de Shields critique sur le transport d'une population de particules. En effet, une grande majorité des formules semi-empiriques suppose une relation entre le débit solide et les contraintes de cisaillement au fond selon une formulation à seuil. La plus connue est la formule de Meyer-Peter et Müller (1948) :

$$\Phi = \frac{q_{sb}}{\sqrt{(s-1)g d_{50}^3}} = 8 (\theta - \theta_{cr})^{3/2} \quad (2.19)$$

Si ce concept de seuil apparaît évident pour une particule, il l'est moins pour une population de particules où les effets aléatoires peuvent se faire ressentir (Einstein, 1942). De plus, comme vu au paragraphe 2.2, il existe une incertitude non négligeable sur l'estimation de θ_{cr} . Plusieurs auteurs ont ainsi montré du doigt la difficulté de prédiction du charriage proche du seuil de mise en mouvement des particules (Buffington et Montgomery, 1997; Cheng, 2002; Camenen et Larson, 2005; Recking, 2010, 2013). En partant de la formule de Meyer-Peter et Müller (1948) mais en admettant une incertitude sur la valeur critique du paramètre de Shields (selon une distribution normale avec $\sigma = 0.2$), le calcul sur une population de particules montre ainsi que la valeur moyenne du transport sédimentaire peut largement différer à proximité du seuil (*cf.* Fig. 2.5a). En prenant une moyenne arithmétique, des valeurs plus élevées que celles prédites par la formule initiale sont obtenues, et inversement en prenant une moyenne géométrique (cette dernière étant biaisée du fait des valeurs nulles).

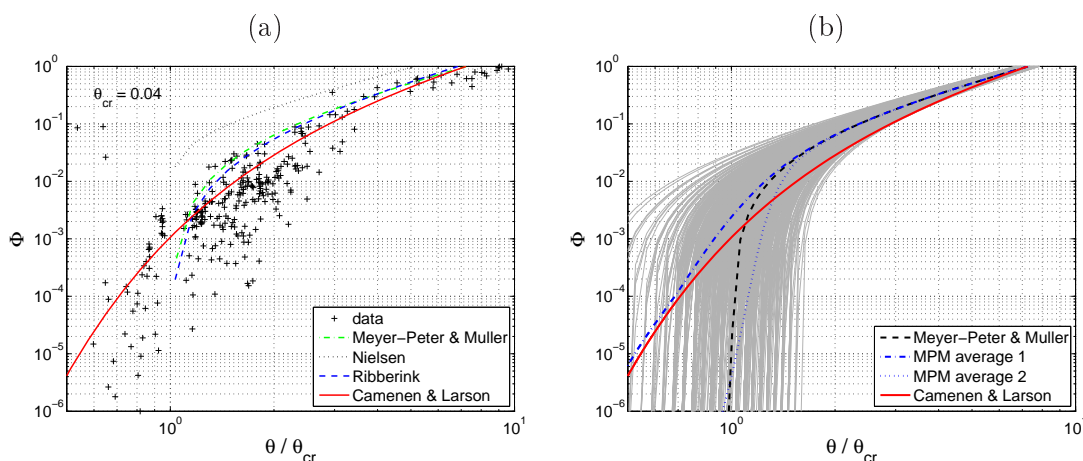


FIGURE 2.5 – Comparaison de la formule de Camenen et Larson (2005) avec les données expérimentales (a) et effet d'un calcul sur une population polydisperse sur les résultats obtenus avec la formule de Meyer-Peter et Müller (1948) (b).

Une relation exponentielle fonction de la contrainte critique de mise en mouvement a permis d'améliorer sensiblement la prédiction du transport par charriage proche de ce seuil (Camenen et Larson, 2005) (cf. Fig. 2.5b) :

$$\Phi = 12 \theta_c^{1.5} \exp\left(-4.5 \frac{\theta_{cr}}{\theta_c}\right) \quad (2.20)$$

Si l'on considère une population de particules ou non une particule unique (Fig. 2.5b), la formule de Camenen et Larson (2005) est donc cohérente dans son approche pour représenter la dynamique moyenne d'une population de particules. L'application de cette formule a montré tout son intérêt sur des cas réels où les contraintes au fonds sont souvent proches de la contrainte critique (Camenen *et al.*, 2011, 2012).

2.3.2 Granulométrie étendue

Dans le cas d'une granulométrie étendue, le concept de mobilité équivalente introduit par Parker *et al.* (1982); Parker et Toro-Escobar (2002) a été confirmé par de nombreux auteurs. Du fait que les particules grossières sont intrinsèquement plus difficiles à mobiliser que les particules fines, un ajustement de la granulométrie de surface se fait afin que le taux de transport des grossiers soit équivalent à celui des fines. Les modèles multi-classes issus de mesures de laboratoires (Ferguson *et al.*, 1989; Parker, 1990; Wilcock et Crowe, 2003) appliqués à des formules classiques se réduisent ainsi à une formulation du charriage basée sur le diamètre médian avec une simple modification de la contrainte critique de mise en mouvement pour chacune des classes (Camenen *et al.*, 2011). Si les contraintes lors d'un événement dépassent largement cette valeur critique, le flux solide par charriage est alors le même quelle que soit la taille de la particule (transportée par ce mode de transport). Ceci a pu être vérifié in-situ par les récentes mesures de type RFID (de l'anglais "radio frequency identification") (Camenen *et al.*, 2010; Liébault *et al.*, 2012; Bradley et Tucker, 2012; Milan, 2013). Une différence n'a été observée que pour les plus grosses particules dont la contrainte critique de mise en mouvement était plus difficilement dépassée (Ferguson *et al.*, 2002; Liébault *et al.*, 2012). La figure 2.6 présente un résultat sur le chenal secondaire d'un banc de l'Arc. L'impact de la taille de la particule sur la distance de parcours est ici négligeable ; il semble cependant que les particules les plus fines ($d = 45$ mm) aient atteint plus rapidement le lit principal (aucune particule de ce diamètre n'a été retrouvé le 9 juin 2009 après la chasse de l'Arc).

2.3.3 Représentation d'une dynamique aléatoire

A partir des mesures RFID, plusieurs auteurs ont pu observer une importante dispersion des distances de parcours alors même que les particules étaient soumises à des contraintes équivalentes. Liébault *et al.* (2012); Bradley et Tucker (2012) ont ainsi montré que les distributions des distances de parcours des particules pouvaient être décrites par des distributions théoriques en loi puissance ou loi gamma. Des expériences utilisant la technologie RFID ont pu être menées sur un chenal secondaire d'un banc de galet de l'Arc en Maurienne (Camenen *et al.*, 2010) confirmant qu'une large part de la variabilité dans le

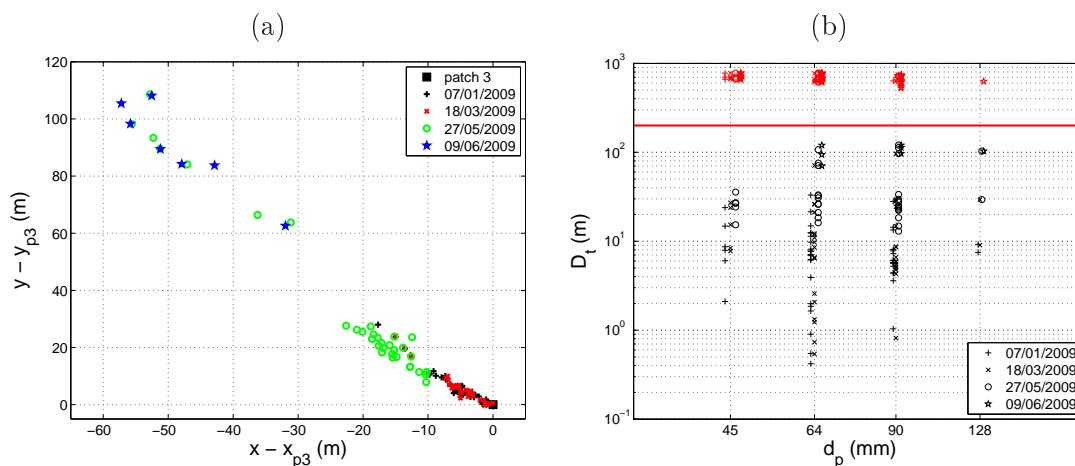


FIGURE 2.6 – Parcours des particules observé sur un banc de galets de l’Arc depuis leur positionnement initial (x_{p3}, y_{p3}) (a) et distance de parcours des différentes particules en fonction de leur taille (en rouge sont indiquées les particules non retrouvées) (b) (d’après Camenen *et al.*, 2010).

transport sédimentaire pouvait être attribuée à une distribution aléatoire des rugosités de fond pouvant modifier de façon significative le début de mouvement d’une particule (Gomez et Phillips, 1999). Un modèle simple pour estimer la distance de parcours moyenne des particules y est proposé :

$$D_{t,num} = \int_0^T \frac{q_{sb}(t)}{\delta_s} dt \quad (2.21)$$

avec δ_s l’épaisseur de charriage et q_{sb} une formulation du transport sédimentaire par charriage. En première approximation, δ_s est supposé égal à la hauteur de rugosité (Camenen, 2009), soit $\delta_s = 2d_{90}$. Si l’équation 2.21 a permis d’estimer la distance moyenne, il semble important de pouvoir aussi reproduire la distribution de ces distances de parcours. Un modèle stochastique pourrait ainsi être développé en se basant sur les développements de Einstein (1937). De nombreux modèles théoriques ont été développés (Ancy *et al.*, 2006, 2008; Turowski, 2010) mais restent souvent complexes et difficilement applicables (Turowski, 2010). Le modèle d’Einstein (1937) considère principalement les effets aléatoires sur le temps d’immobilité et la longueur des sauts d’une particule (Habersack, 2001). Une réflexion pourrait ainsi se baser sur la part d’aléatoire dans la contrainte critique de mise en mouvement d’une particule (*cf.* Fig. 2.5) qui semble jouer un rôle fondamental pour les faibles contraintes (Ancy, 2010).

2.4 Paramètres gouvernant la suspension

Comme indiqué en introduction (paragraphe 1.3), trois paramètres apparaissent déterminant quant à la modélisation de la suspension :

- la vitesse de chute des sédiments W_s ,
- la diffusion turbulente verticale des particules ϵ_v ,
- et la condition à la limite au fond (concentration de référence c_a).

2.4.1 Vitesse de chute des particules

J'ai eu l'occasion de travailler sur la vitesse de chute des particules à deux niveaux :

1. sensibilité de la taille et forme d'une particule sur sa vitesse de chute ;
2. influence de la concentration sur le flux de chute ou la vitesse moyenne d'une population.

La vitesse de chute d'une particule est classiquement estimée en faisant l'équilibre entre la gravité et les forces de traînée s'exerçant sur la particule, le coefficient de traînée C_d devenant la principale inconnue. La plupart des formules semi-empiriques se base sur les tendances asymptotiques du coefficient de traînée observées à faibles Reynolds particulières $\Re_* = W_s d / \nu$ (Stokes, 1851) ou à forts Reynolds particulières (Dallavalle, 1948). La formulation de la vitesse de chute peut ainsi s'écrire (Cheng, 1997; Camenen, 2007) :

$$W_s = \frac{\nu}{d} \Re_* = \frac{\nu}{d} \left[\sqrt{\frac{1}{4} \left(\frac{A}{B}\right)^{2/m} + \left(\frac{4}{3} \frac{d_*^3}{B}\right)^{1/m}} - \frac{1}{2} \left(\frac{A}{B}\right)^{1/m} \right]^m \quad (2.22)$$

où les coefficients A , B sont représentatifs des constantes observées pour les deux asymptotes à faibles et forts Reynolds, respectivement, et m un coefficient de lissage entre ces deux asymptotes. A partir d'une étude des données existantes et des travaux de Dietrich (1982), j'ai proposé des valeurs pour chacun de ces coefficients en fonction de la forme des particules avec le coefficient de Corey (1949) $csf = c_p / \sqrt{a_p b_p}$ (a_p , b_p , c_p : longueur des 3 axes de l'ellipsoïde décrivant la particule) et de la rugosité de la particule P ($0 < P \leq 6$ avec $P = 6$ pour une surface parfaitement lisse et $P = 0$ pour une surface infiniment rugueuse). L'extrapolation de la formule proposée (Camenen, 2007) indique ainsi que la formule de Stokes (1851) classiquement utilisée pour les particules fines (bien qu'établie pour des sphères rigides) pourrait surestimer de plus de 50% la vitesse de chute du fait des formes très aplaties des particules élémentaires ou du fait de la rugosité très élevée des floes (cf. Fig. 2.7). Cependant, ces résultats méritent d'être discutés. Chase (1979) a ainsi observé des résultats opposés attribuant ces différences à des effets chimiques et électro-statiques. Des résultats similaires ont été obtenus récemment in situ à l'aide d'une pipette d'Andreasen sur l'Arc en Maurienne (Antoine, 2013). Ainsi, comme indiqué Fig. 2.7, des vitesses de chute bien plus élevée que celles prédites par les formules de Stokes (1851) ou Camenen (2007) ont été mesurées pour des particules de diamètre $d < 20 \mu\text{m}$. Le jeu de données indique ainsi une sensibilité plus faible de la vitesse de chute au diamètre du sédiment, soit un coefficient de traînée C_d moins sensible au nombre de Reynolds particulière. Une question demeure cependant sur les incertitudes liées à cette mesure du fait des possibles mouvements de convection au sein de la colonne. De plus, une difficulté supplémentaire est le choix de la taille du sédiment à associer à la vitesse de chute mesurée pour une granulométrie étendue.

Une seconde partie de mes réflexions sur la vitesse de chute concerne plus particulièrement l'effet des fortes concentrations sur l'entravement de la chute. En se basant sur les travaux de Richardson et Saki (1954), j'ai ainsi proposé des relations pour décrire l'influence des fortes concentrations sur la vitesse de chute (Camenen, 2008; Camenen et Pham

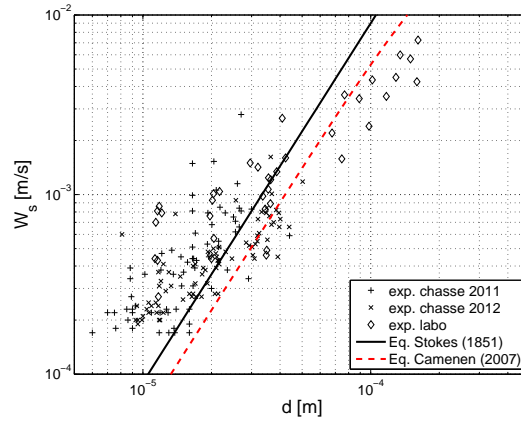


FIGURE 2.7 – Mesures de la vitesse de chute avec une pipette d’Andréasen en fonction de la classe granulométrique correspondante (d’après Antoine, 2013) (la formule de Camenen (2007) a été appliquée pour des silts de masse volumique $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$).

Van Bang, 2011) :

$$\frac{W_s}{W_{s0}} = (1 - c)^{n/2} (1 - \phi)^{n/2-1} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_{max}}\right)^{\phi_{max}} \quad (2.23)$$

où W_{s0} est la vitesse de chute pour une concentration faible, c la concentration volumique de la matière, $\phi = (\rho_s - \rho)/(\rho_f - \rho)c$ la concentration volumique des floes (cas des sédiments cohésifs avec ρ_s et ρ_f la masse volumique du sédiment et des floes, respectivement), n un paramètre fonction du Reynolds particulaire \Re_* ($2.2 < n < 4.8$ d’après Richardson et Saki (1954)), et ϕ_{max} la concentration volumique maximale ($0.6\phi_{max} < 1$). Il est à noter que la taille des floes et leur masse volumique sont très difficiles à estimer car ils varient selon la concentration (Whitehouse *et al.*, 2000) :

- pour des concentrations modérées (régime de floculation), il y a une augmentation de la taille d_f et une réduction de la masse volumique ρ_f .
- pour les concentrations élevées (régime d’entravement), j’ai fait ici l’hypothèse que d_f et ρ_f sont constants ; ce qui reste à prouver... Gratiot *et al.* (2005); Ha et Maa (2010) ont montré que la turbulence peut repousser le régime d’entravement vers de plus fortes concentrations, impliquant donc une diminution de d_f et donc une augmentation de ρ_f par destruction des floes du fait de la turbulence.

Dans le cas d’un sédiment non-cohésif, l’équation 2.23 se réduit à :

$$\frac{W_s}{W_{s0}} = (1 - c)^{n-1} \left(1 - \frac{c}{c_{max}}\right)^{c_{max}} \quad (2.24)$$

avec $c_{max} = 1 - p$ où p est la porosité du sédiment en place.

Les équations 2.23 et 2.24 peuvent avoir un intérêt pour les modèles sédimentaires 1DV, 2DV ou 3D où l’on cherche une description optimale près du fond. Une discussion est de plus proposée dans Camenen et Pham Van Bang (2011) sur les liens entre régime de chute et le régime de perméabilité (correspondant à la consolidation du matériau) en se basant sur les travaux de Kynch (1952).

Dans le cas des sédiments cohésifs, une difficulté non résolue reste donc la modélisation du phénomène de floculation des particules, ce dernier restant sensible à de nombreux paramètres (taille et chimie des particules, salinité, biologie, présence de carbone organique...). Il existe des modèles de floculation (entre autres [Winterwerp, 2002](#)) mais ces derniers restent encore difficilement applicables du fait de la diversité de la dynamique des floes. Typiquement, la floculation est sensible à la concentration en sédiments et peut donc fortement impacter la vitesse de chute d'une population. En rivière, comme le sédiment est généralement peu organique, et la turbulence très élevée, cet effet pourrait être limité. Des mesures récentes sur l'Arc montrent cependant que la floculation reste présente ([Antoine et al., 2012](#); [Antoine, 2013](#)).

2.4.2 Diffusion verticale

La diffusion verticale correspond au transport d'énergie sur la colonne d'eau du fait des mouvements aléatoires du fluide dans le temps. Elle est donc une expression directe de la turbulence et participe grandement au maintien de la suspension de particules solides (*cf.* Eq. 1.4). La diffusion verticale est généralement exprimée en fonction de la vitesse de frottement au fond, de la profondeur d'eau et de la distance au fond. Les modèles de diffusion verticale les plus courants sont ainsi :

- diffusion verticale constante sur la hauteur d'eau :

$$\epsilon_{v,E} = \sigma_E \kappa u_* h \quad (2.25)$$

avec σ_E une constante pouvant être reliée au nombre de Schmidt σ_t , défini comme le rapport entre la diffusion verticale des sédiments et la diffusion turbulente. Ce modèle induit un profil vertical de concentration exponentiel qui a l'intérêt d'être simple et d'avoir une valeur finie c_R pour $z = 0$:

$$c(z) = c_R \exp\left(-\frac{W_s}{\epsilon_v} z\right) \quad (2.26)$$

C'est ce modèle que nous avons adopté pour établir une formule de transport par suspension ([Camenen et Larson, 2008](#)).

- diffusion verticale fonction linéaire ou parabolique de la cote. Le second modèle est plus connu sous le nom de modèle de ([Rouse, 1938](#)).

$$\epsilon_{v,P} = \sigma_P \kappa u_* z \quad (2.27)$$

$$\epsilon_{v,B} = \sigma_B \kappa u_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (2.28)$$

avec σ_P et σ_B des constante pouvant être reliée au nombre de Schmidt σ_t . Ces modèles induisent un profil vertical de concentration suivant une loi puissance. Même si ces deux modèles semblent plus corrects proche du fond (*cf.* Fig. 2.8), ils demandent de définir une concentration de référence à une hauteur z_a définie (*cf.* Eqs. 2.29 et 2.30), ce qui peut être problématique.

$$c(z) = c_a \left(\frac{z}{z_a}\right)^{-W_s / \sigma_P \kappa u_*} \quad (2.29)$$

$$c(z) = c_a \left(\frac{z}{h-z} \frac{h-z_a}{z_a} \right)^{-W_s / \sigma_B \kappa u_*} \quad (2.30)$$

Ces trois modèles sont comparés en Fig. 2.8 avec des données expérimentales de la littérature (avec $\sigma_E = \sigma_P/6 = \sigma_B/6 = \sigma_t/6 = 1/6$). Si le profil parabolique se rapproche le plus de la tendance des points expérimentaux, qui reste il faut le noter très dispersée, on peut s'apercevoir qu'une valeur constante donne des résultats satisfaisants pour $0.2 < z/h < 0.8$. Le profil linéaire s'éloigne de de la tendance indiquée par les points expérimentaux pour $z/h > 0.7$. Plusieurs auteurs ont proposé une estimation du nombre de Schmidt fonction croissante du rapport W_s/u_* (van Rijn, 1984a; Rose et Thorne, 2001; Camenen et Larson, 2008). Cependant, les données expérimentales utilisées sont indirectes, fortement dispersées et introduisent ainsi plus un terme de calage qu'une description de σ_t . Des essais récents sur de grandes rivières ont montré qu'une valeur de $\sigma_t = 1$ restait plus réaliste (Camenen *et al.*, 2014).

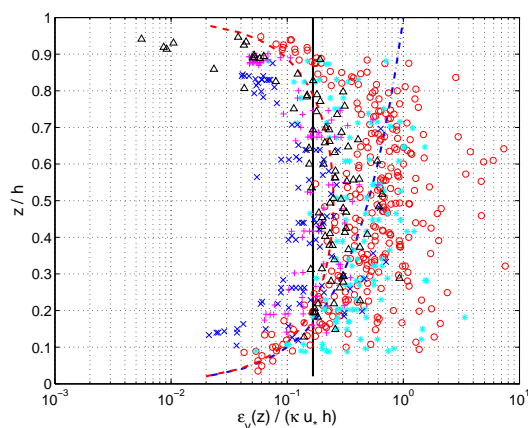


FIGURE 2.8 – Estimation de la diffusion verticale, modèles théoriques (constant : trait plein noir, linéaire : trait mixte bleu, parabolique : trait tireté rouge) et données expérimentales (cercle rouge : Barton-Lin (flume exp.); étoile cyan : Anderson (Enoree River); croix + magenta : Scott & Stephens (Mississippi River); croix x bleu : Culbertson et al. (Rio Grande River); triangle noir : Laursen (flume exp.)).

2.4.3 Condition limite au fond

Une des principales difficultés des modèles décrivant le profil vertical des concentrations est la condition limite au fond. En effet, les mesures expérimentales en laboratoire sur fond plat de Dohmen-Janssen et Hanes (2002) (Fig. 2.9a) montrent bien que les concentrations de référence pour les modèles théoriques (profils selon une loi exponentielle ou puissance) n'ont pas de signification physique. Il existe en effet une zone de transition entre la suspension ($c < 4 \times 10^{-3}$, soit $C < 10$ g/l) et le charriage ($4 \times 10^{-2} < c < 0.7$, soit $100 < C < 1750$ g/l). Pour reproduire les données expérimentales en résolvant l'équation 1.4 avec la vitesse de chute supposée connue et seulement influencée par la concentration (voir paragraphe 2.4.1), un calage du coefficient de diffusion peut être réalisé selon plusieurs lois affines (Fig. 2.9a). Il apparaît ainsi clairement quatre zones :

- une zone de faible suspension où la diffusion verticale est quasi constante (légèrement décroissante en surface)
- une zone de forte concentration où elle est proportionnelle à la distance au fond
- une zone correspondant au lit mobile elle serait constante et non nulle
- et une zone correspondant au lit fixe où elle est indéterminée car le calage est ici directement lié à la valeur de la vitesse de chute qui est proche de zéro.

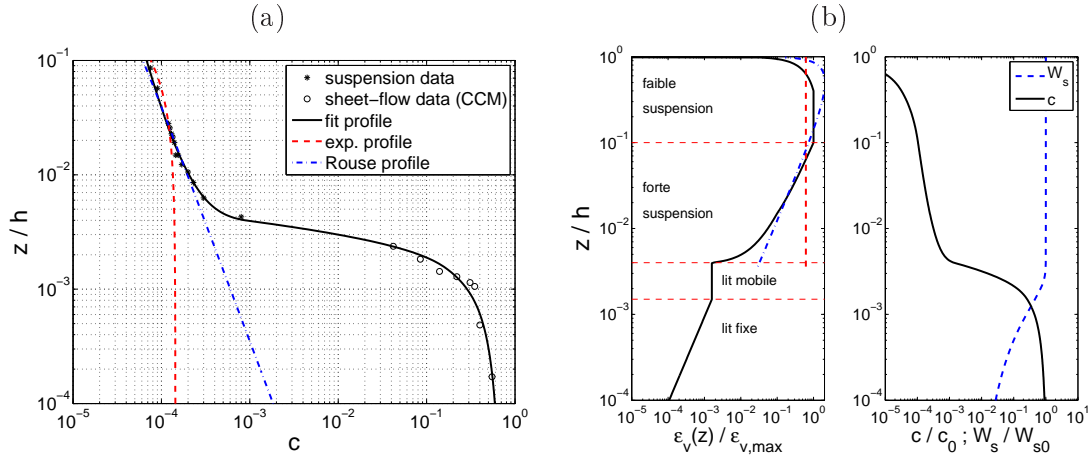


FIGURE 2.9 – Comparaison entre un profil de concentration réel (données [Dohmen-Janssen et Hanes \(2002\)](#)) et les modèles théoriques exponentiel et parabolique de Rouse (a) et estimation du coefficient de diffusion vertical (b).

Les zones proches du fond restent donc encore méconnues alors que l'intensité de la suspension se détermine à ce niveau. Ceci devient encore plus complexe lors de la présence de rides ou dunes. En effet, il existe alors non seulement une variabilité temporelle de la concentration (liée à la variabilité temporelle de l'écoulement) mais aussi spatiale (liée à la variabilité spatiale du fond et des contraintes au fond). Le laboratoire d'hydraulique et d'hydromorphologie d'Irstea à Villeurbanne devrait à terme permettre d'aborder ce point.

2.5 Suspension graduée de sables

2.5.1 Quelle concentration au fond ?

Comme indiqué précédemment, une des principales difficultés (sinon la principale) est d'estimer la concentration au fond, ou plus précisément la concentration de référence par rapport au modèle de diffusion vertical choisi. Même si la concentration dans la couche de charriage varie très rapidement sur la verticale (*cf.* Fig. 2.9a), il est possible de définir le charriage comme le produit de la concentration moyenne dans la couche de charriage c_{sb} par la vitesse moyenne des particules V_{sb} ([Lajeunesse et al., 2010](#)), soit :

$$q_{sb} = c_{sb} \times V_{sb} \quad (2.31)$$

[Fernandez-Luque et van Beek \(1976\)](#) sont parmi les premiers à avoir étudié la vitesse des particules charriées et ont proposé $V_{sb} = a'_V(u_* - u_{*cr}) = a_V(\sqrt{\theta} - \sqrt{\theta_{cr}})$ où u_{*cr}

correspond à la vitesse de frottement critique de mise en mouvement des particules et a'_V et a_V des coefficients (a_V proportionnel à \sqrt{d}) (Bagnold, 1973). En faisant l'analogie avec les formules du type Meyer-Peter et Müller (1948), on trouve donc $c_{sb} = a_c(\theta - \theta_{cr})$ (Lajeunesse *et al.*, 2010) avec a_c un coefficient proportionnel à d . De façon similaire, en repartant de la discussion sur la prise en compte de la contrainte critique de mise en mouvement pour une population de particules (*cf.* paragraphe 2.3.1) et en adoptant le modèle de diffusion constant sur la verticale, Camenen et Larson (2008) ont ainsi obtenu :

$$c_R = a_{cR} \theta \exp\left(-4.5 \frac{\theta_{cr}}{\theta_c}\right) \quad (2.32)$$

Cependant, la sensibilité de a_{cR} au diamètre des sédiments a été trouvée différente (fonction décroissante de d et non une fonction croissante de d) :

$$a_{cR} = 1.5 \times 10^{-3} \exp(-0.2d_*) \quad (2.33)$$

Ceci peut être expliqué du fait que la concentration de référence pour un profil de concentration exponentiel est beaucoup plus faible que la concentration moyenne de charriage (*cf.* Fig. 2.9) et correspond en fait à une concentration se situant au dessus de la couche de charriage. Cette décroissance de concentration peut être directement liée à la taille des sédiments (vitesse de chute, coefficient de diffusion vertical). Il faut noter que ce calage reste aussi lié au choix limité des données expérimentales existantes et à leur qualité (Camenen et Larson, 2007).

2.5.2 Formulation à l'équilibre

Pour proposer une formule de transport en suspension simple, nous avons fait l'hypothèse d'un profil vertical des vitesses constant (Camenen et Larson, 2008). La résolution de l'équation 1.6 pour un profil vertical de concentration exponentiel donne (Camenen et Larson, 2008) :

$$q_{ss} = U c_R \frac{\epsilon_v}{W_s} \left[1 - \exp\left(-\frac{W_s h}{\epsilon_v}\right) \right] \quad (2.34)$$

L'hypothèse sur le profil des vitesses du courant peut apparaître comme grossière. Comme indiqué sur la Fig. 2.10a, elle peut en effet induire une surestimation du transport sédimentaire en suspension de près de 40% liée à la surestimation de la vitesse proche du fond où les concentrations sont les plus élevées. Cependant, il faut relativiser cette erreur devant les incertitudes bien plus élevées sur l'estimation du coefficient de diffusion et surtout de la concentration de référence. De plus, cette surestimation est directement fonction de la valeur du nombre de Rouse P_{Rouse} (Eq. 1.5) et n'a plus trop de sens dès que $P_{Rouse} > 2.5$ où la suspension est négligeable (Fig. 2.10a). Une correction empirique à l'équation 2.34 peut ainsi être proposée : $\alpha = 1 - 0.4 \tanh(0.33 P_{Rouse}^{0.8})$ (courbe noire continue dans la figure 2.10a).

L'équation 2.34 donne de bons résultats par rapport aux données de la littérature (principalement de laboratoire) et en comparaison avec les autres formules de transport existantes (Camenen et Larson, 2008). Des applications récentes sur la suspension sableuse

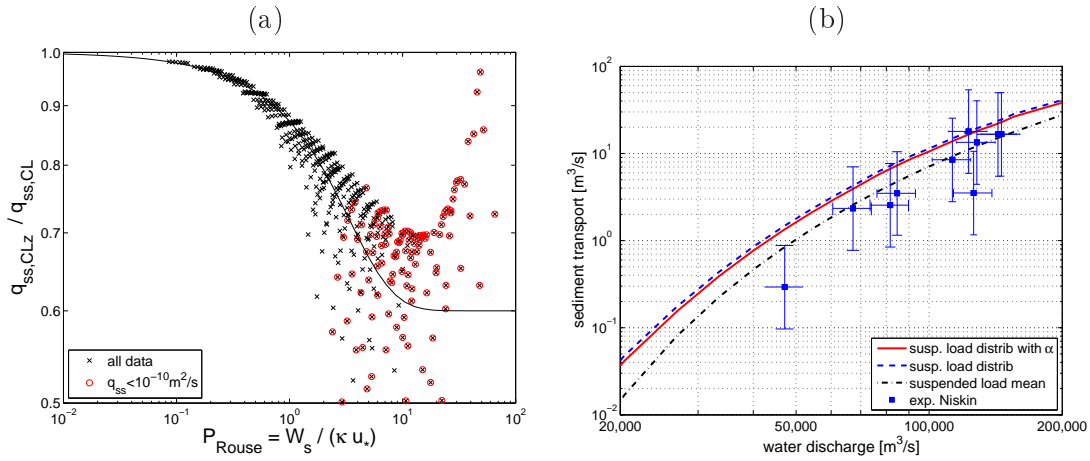


FIGURE 2.10 – Estimation de l’impact de la simplification sur le profil de vitesse dans l’équation 2.34 sur l’estimation débit solide en suspension (a) et comparaison du modèle de transport par suspension avec des données expérimentales à Manacapuru (Solimoões-Amazone, Brésil) (b).

dans des grandes rivières (Mékong, Amazone, *cf.* Fig. 2.10b) ont confirmé sa robustesse et ont aussi montré son intérêt pour extrapoler les résultats à des débits où il n’y a pas de mesure du transport sédimentaire et établir des bilans (Camenen *et al.*, 2014). Il apparaît de plus que pour ces rivières, l’hypothèse sur le profil des vitesses du courant n’implique une surestimation que de 10% environ. Les incertitudes liées à l’estimation de la rugosité de forme (ici supposée constante et égale à 1 m) ou de la largeur active (aussi supposée constante et égale à 3000 m, pour le cas moyenné et non pris en compte dans le cas d’une distribution des contraintes) semblent bien plus élevées.

2.5.3 Lien entre le transport sédimentaire et les termes d’érosion et dépôt

De l’équation de la conservation de la matière (Eqs. 1.1 et 1.2 en 1D) associé au modèle de Daubert et Lebreton (1967) (Eq. 1.3 en 1D), on peut faire le lien entre le flux et les termes d’érosion et dépôt :

$$\frac{Q_{s*} - Q_s}{L_a} = (P - D) \quad (2.35)$$

Paquier (2013a) associe ainsi le terme d’érosion (P pour “pick-up” en anglais) à la formule de capacité du transport sédimentaire ($P = Q_{s*}/L_a$). En utilisant la formulation de Meyer-Peter et Müller (1948) pour Q_{s*} et la formulation de Han (1980) pour L_a ($L_a = \alpha_{Han} u_* / W_s$ avec α_{Han} une constante représentative d’une distance) en supposant $u_* \approx \sqrt{(\tau - \tau_{cr})/\rho}$ (soit pour $\tau \gg \tau_{cr}$), nous retrouvons bien la classique équation d’érosion proposée par Partheniades (1965) :

$$P = M \left(\frac{\tau}{\tau_{cr}} - 1 \right) \quad (2.36)$$

avec M une constante homogène à une vitesse. Une démonstration similaire peut être faite en utilisant l’équation de suspension 2.34 pour Q_{s*} .

Toujours en suivant la logique proposée par Paquier (2013a), le terme de dépôt serait relié au transport sédimentaire réel ($D = Q_s/L_a$). Il est cependant possible de relier le transport sédimentaire à une concentration moyenne selon la relation $Q_s \propto cu_*$ (cf. Eq. 2.31). Encore une fois, en utilisant la relation de Han (1980) pour L_a , nous retrouvons l’expression classique du dépôt :

$$D = M_d C W_s \quad (2.37)$$

avec M_d une constante adimensionnelle (en toute logique $M_d = 1$). Krone (1962) a proposé d’utiliser une contrainte limite de dépôt $\tau_{cr,d}$, rajoutant ainsi un terme $(1 - \tau/\tau_{cr,d})$. Ce terme fait cependant l’objet de nombreuses discussions sur sa réalité physique (Sanford et Halka, 1993; Winterwerp, 2007; Ha et Maa, 2009).

2.6 Suspension de lessivage ou suspension homogène

2.6.1 Existe-t-il une définition de la suspension de lessivage ?

Une distinction peut clairement être faite entre la suspension de lessivage (“wash load” en anglais) et la suspension graduée discutée précédemment (Paragraphe 2.5). Comme présenté en introduction (page 1), la suspension de lessivage dépend en effet moins de la capacité de transport locale de l’écoulement que des apports amont, et la concentration peut être généralement considérée homogène sur la section du cours d’eau. Une possibilité pour distinguer la suspension de lessivage à la suspension graduée est de calculer le nombre de Rouse (1938) : $P_{Rouse} < 0.5$ pour une suspension de lessivage. Cependant, en pratique, du fait de la variabilité temporelle de l’écoulement et donc du nombre de Rouse, cette distinction se fait sur la granulométrie : on parle donc de suspension de lessivage pour les argiles et limons ($d \leq 70 \mu\text{m}$) alors qu’on parle de suspension graduée pour les sables ($d > 70 \mu\text{m}$).

Les interactions avec le fond du lit pour une suspension de lessivage ne peuvent se faire que pour des zones très particulières : hauteurs d’eau très élevées et/ou contraintes de cisaillement très faibles en régime normale. En rivière, ces zones se limitent donc au retenues (artificielles ou naturelles), ainsi qu’aux bancs et berges. Encore plus que pour la suspension graduée ou le charriage, une bonne description des apports amont et latéraux est fondamentale si l’on veut modéliser la dynamique de la suspension de lessivage sur un tronçon de rivière (Camenen *et al.*, 2013a).

2.6.2 Modélisation 1D de la dynamique de la suspension de lessivage

La modélisation de la suspension de lessivage se fait généralement sur de très long tronçons de rivière pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres. De plus, l’hypothèse d’une concentration homogène sur l’ensemble de la section étant la plupart du temps respectée (à l’exception des zones profondes à l’amont de barrage ou de zones non mélangées en aval de confluences), l’utilisation d’un modèle unidimensionnel résolvant l’équation de convection-dispersion (cf. Eq. 1.8 en introduction) pour simuler la dynamique de ces sédiments fins reste la plus judicieuse en terme d’efficacité de calcul par rapport aux données

disponibles et incertitudes existantes sur les mesures de concentration. J'ai ainsi participé au développement de deux codes de simulation hydro-sédimentaire 1D :

- MAGE-ADISTTS (Faure, 2013) a été développé à Irstea Lyon dans un objectif de simulation à grande échelle sur du long-terme impliquant des hypothèses simplificatrices (pas de mise à jour des fonds) et une parallélisation du code de calcul ;
- COURLIS (Bertier *et al.*, 2002) a été développé à EdF-LNHE plus particulièrement pour simuler l'érosion des sédiments fins dans une retenue lors de chasse.

Pour ADISTTS, l'idée était donc de proposer une équation simplifiée pour les termes d'érosion et dépôt permettant de limiter le nombre de paramètre à caler. Les équations 2.36 et 2.37 ont ainsi été combinées pour obtenir :

$$P - D = W_s (C_{eq} - C) \quad (2.38)$$

avec la concentration à l'équilibre C_{eq} définie pour chaque classe granulométrique :

$$C_{eq} = C_0 \left(\frac{\tau}{\tau_{cr}} - 1 \right) \quad (2.39)$$

avec C_0 une concentration de référence à caler selon la classe de sédiments ($C_0 \approx 0.5$ Guertault *et al.*, 2014b). Dans le cas d'une rivière avec des bancs, il est possible d'appliquer la formulation Debord (Nicollet et Uan, 1979) (ou tout autre modèle d'écoulement en lits composés) en incluant les bancs dans le lit moyen/majeur et ainsi estimer une contrainte moyenne dans le chenal principal et sur ces bancs. Les contraintes étant généralement plus faibles sur un banc que dans le chenal principal, cette distinction permet un taux de dépôt plus élevé sur les bancs. En toute logique, dans le chenal principal, les contraintes restent toujours suffisantes pour maintenir la suspension de lessivage. Une difficulté pour ce modèle est la reprise de sédiments sur les bancs comme observée lors de chasses de l'Arc (*cf.* paragraphe 2.6.6) car les contraintes et donc les concentrations d'équilibre y restent faibles alors que la concentration moyenne sur la section peut être élevée.

2.6.3 Représentation d'une non-uniformité latérale de la concentration dans la modélisation 1D

Plusieurs auteurs ont montré que pour un lit composé, la concentration dans le lit majeur pouvait être bien plus faible que celle du lit mineur (James, 1985; Fraselle, 2010; Hu *et al.*, 2010) en particulier pour les sédiments les plus grossiers de la suspension. Dans ces cas de laboratoire où les lits sont parallèles, cet équilibre est obtenu entre la diffusion transverse et la vitesse de chute des particules. Dans le cas de lits réels plus complexes, Nicholas et Walling (1996); Hardy *et al.* (2000) ont montré l'importance de la convection due à la topographie locale des plaines d'inondation ainsi qu'à la direction principale de l'écoulement en lit mineur (liée à la sinuosité du lit) dans les phénomènes de dépôt lors d'événements naturels.

Une proposition pour inclure ces phénomènes dans un modèle 1D a donc été de distinguer la concentration du lit moyen (banc, berges) du lit mineur (chenal principal) de la même manière que pour la formulation Debord (Nicollet et Uan, 1979) pour la répartition

des débits dans un lit composé. A l'aide de la formulation Debord, il est donc possible d'estimer une contrainte de cisaillement $\tau_{m/M}$ dans chacun des lits (respectivement m pour le lit mineur et M pour le lit majeur) :

$$\tau_m = \frac{\rho g V_m^2}{K_{s,m}^2 R_{h,m}^{1/3}} \quad (2.40)$$

$$\tau_M = \frac{\rho g V_M^2}{K_{s,M}^2 R_{h,M}^{1/3}} \quad (2.41)$$

où V , K_s et R_h sont respectivement, la vitesse moyenne, le coefficient de Strickler et le rayon hydraulique pour chacun des lits. De la même façon que pour la formulation Debord, la conservation de la masse donne :

$$QC = Q_m C_m + Q_M C_M \quad (2.42)$$

Le rapport des concentration $\eta_C = C_M/C_m$ peut être exprimé comme une fonction du rapport des contraintes entre les deux lits (Hu *et al.*, 2010; Antoine, 2013) :

$$\eta_C = \frac{C_M}{C_m} = \alpha_C \left(\frac{\tau_M}{\tau_m} \right)^{\beta_C} \quad (2.43)$$

Les expériences de Hu *et al.* (2010) ont permis de caler deux couples de valeurs en fonction du rapport de Strickler entre les deux lits (Antoine, 2013) :

- $K_{s,M}/K_{s,m} = 0.85$, $(\alpha_C, \beta_C) = (1.04, 0.24)$
- $K_{s,M}/K_{s,m} = 0.27$, $(\alpha_C, \beta_C) = (0.30, 0.46)$

En l'absence de données complémentaires, Antoine (2013) a proposé une abaque interpolant (et extrapolant) linéairement ces résultats. Ce modèle à lit composé a été implémenté dans COURLIS et appliqué aux chasses de l'Arc en Maurienne de 2009 et 2010 (*cf.* paragraphe 2.6.6). Il induit une forte limitation des dépôts (par rapport à un modèle où la concentration est supposée uniforme sur l'ensemble de la section) sur les bancs et permet ainsi de reproduire les érosions de matériaux fins sur les bancs comme observées en 2010 (*cf.* Fig. 2.12b). Par contre, avec le même calage, les dépôts sont très largement sous-estimés après la confluence avec l'Isère contrairement au modèle avec une concentration unique sur la section. Bien que intéressant dans sa conceptualisation, le modèle à lits composés nécessite encore un certain nombre de calages et donc plus de données expérimentales de laboratoire pour sa validation.

A l'heure actuelle, du fait de la méconnaissance des volumes de sédiments disponibles sur les bancs et du manque de données pour caler le modèle à lit composé en particulier pour les systèmes de bancs alternés où de nombreux échanges de masse se font (et où la formulation Debord est aussi critiquable, citetLecoz15), il semble qu'un modèle 1D supposant une concentration unique sur la section reste une option plus robuste.

Une autre importante limite de la modélisation 1D se situe au niveau des confluences et diffuences lorsqu'il n'y a pas homogénéité des concentrations. Dans le cas d'une confluence comme la Saône et le Rhône par exemple, le mélange peut mettre de nombreux kilomètres à se faire d'autant plus que des diffuences peuvent suivre une confluence (dérivation pour

l'usine de Pierre-Bénite situé à 3.5km en aval de la confluence Saône/Rhône). Cette limite est liée au fait que dans la réalité, les concentrations ne sont pas homogènes sur la verticale mais surtout elles peuvent ne pas être homogènes transversalement section. Dans ce second cas, il est nécessaire de passer à une modélisation au moins bidimensionnelle ou à un paramétrage du modèle 1D.

2.6.4 Représentation d'une non-uniformité verticale de la concentration dans la modélisation 1D

Un cas particulier qui a pu être traité est le barrage de Génissiat pour lequel plusieurs organes de vidange situées à différentes positions sont ouverts lors de chasses des barrages du Haut-Rhône : une vanne de fond, une vanne de demi-fond, l'usine et l'évacuateur de surface. Le principe consiste simplement à modifier la concentration moyenne sur la section donnée par le modèle 1D pour chacune des classes granulométriques en tenant compte de la variabilité verticale de la concentration à l'aide de l'équation 2.26 (Guertault *et al.*, 2014b). Le tableau 2.1 montre tout l'intérêt de l'utilisation de ce modèle sur l'estimation des flux au travers du barrage de Génissiat lors des deux phases de la chasse de 2012.

TABLE 2.1 – Flux de sédiments au travers du barrage de Génissiat lors de la chasse de 2012 en milliers de tonnes (Modèle 1 : concentrations homogènes sur la section, Modèle 2 : répartition verticale des concentrations).

	Modèle 1	Modèle 2	Mesures
vanne de fond	1070	1380	1160±220
vanne de demi-fond	980	670	560±110
évacuateur de surface	1090	260	130±20
total	3240	2300	1850±360

2.6.5 Intérêt d'un réseau de mesure

Du fait de la relative homogénéité de la concentration sur une section pour une suspension de lessivage, son étude peut se faire à partir d'une unique mesure locale sur la section. Créer un réseau de mesure sur une grande échelle est ainsi relativement aisé avec les outils actuels (préleveur automatique, turbidimètre) et peut permettre ainsi de mieux comprendre la dynamique spatio-temporelle de la suspension de lessivage. C'est ce que nous avons mis en place dans le bassin de l'Isère dans le cadre du site atelier Arc-Isère de la ZABR (Zone Atelier du Bassin du Rhône) en collaboration avec le LTHE et EDF. Ce réseau consiste en 6 stations réparties sur 3 bassins emboîtés : l'Arvan sous-bassin producteur de l'Arc, l'Arc sous-bassin producteur de l'Isère et l'Isère jusqu'à Grenoble (Fig. 2.11). Il est ainsi possible de réaliser des bilans par station et donc par sous-bassin mais aussi de suivre des événements d'amont à l'aval et d'ainsi mieux appréhender leur propagation et les potentiels échanges avec le lit.

Le calage des courbes de tarage de la turbidimétrie reste difficile du fait de la sensibilité

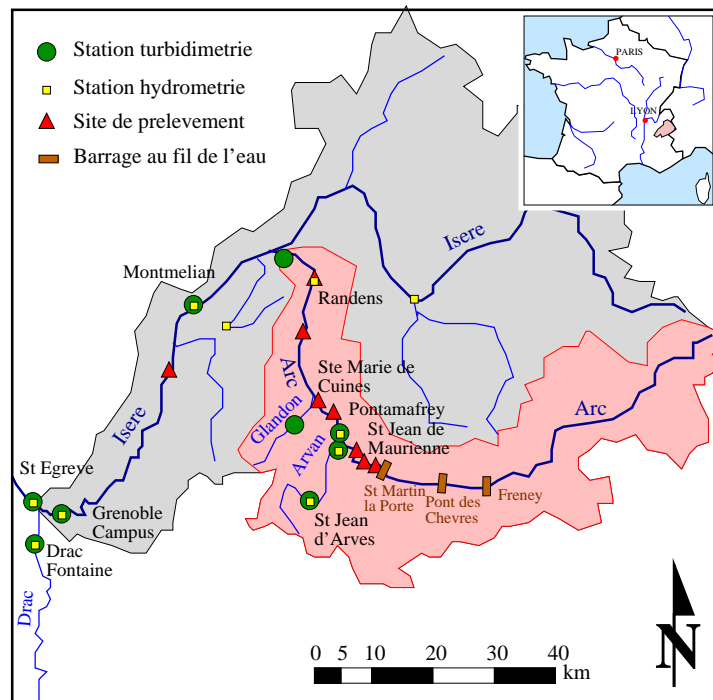


FIGURE 2.11 – Réseau de mesure de la suspension de lessivage sur le site Arc-Isère.

à la granulométrie (Thollet *et al.*, 2013), qui reste relativement étendue et implique donc une incertitude d'environ 20% sur la concentration. Cependant, la fréquence d'acquisition permet d'améliorer très largement la qualité des données par rapport à des prélèvements d'échantillons plus ou moins réguliers.

2.6.6 Chasses de l'Arc

Un effort important a été mis en place pour le suivi du nuage de suspension créé lors des chasses des trois barrages au fil de l'eau de l'Arc (Fig. 2.11). Ces chasses ont généralement lieu début juin de chaque année à l'exception des années où une crue importante a nécessité l'ouverture de ces barrages. Une chasse de barrage correspond approximativement à une crue annuelle avec un débit maximal atteignant les 130 m³/s. Les différentes phases de la procédure de chasse sont présentées Fig. 2.12a ainsi que les concentrations en sédiments mesurées à Ste-Marie-de-Cuines, 19 km en aval du barrage de St-Martin-la-Porte (Jodeau, 2007) :

- Une vague d'alerte est déclenchée par l'ouverture des clapets de surface, en début d'événement, à partir de 6 h. Celle-ci est accompagnée par une légère remise en suspension des sédiments dans le tronçon ;
- Une première augmentation de débit est réalisée jusqu'au passage en régime torrentiel dans la retenue, entre 8 h et 10 h. Un fort pic de concentration est ainsi observé provenant de l'érosion des sédiments dans les réservoirs.
- Le débit est ensuite maintenu à 80 m³/s pendant 3 h avec des concentrations à peu près constantes.

- Une seconde augmentation du débit jusqu'à environ $120 \text{ m}^3/\text{s}$ est obtenue entre 12 h et 13 h grâce au supplément de débit apporté par les centrales d'altitude. Cette augmentation de débit induit un maximum de concentration pouvant atteindre plusieurs dizaines de g/l.
- Ensuite, le débit est maintenu à une valeur supérieure à $120 \text{ m}^3/\text{s}$ entre 13 h et 17 h. Les concentrations chutent rapidement lors de cette phase sans doute en lien avec une disponibilité en sédiments plus faible au niveau des retenues.
- Les vannes des barrages sont ensuite refermées avec un retour au débit réservé au bout de 2 h, soit jusqu'à 20 h environ.

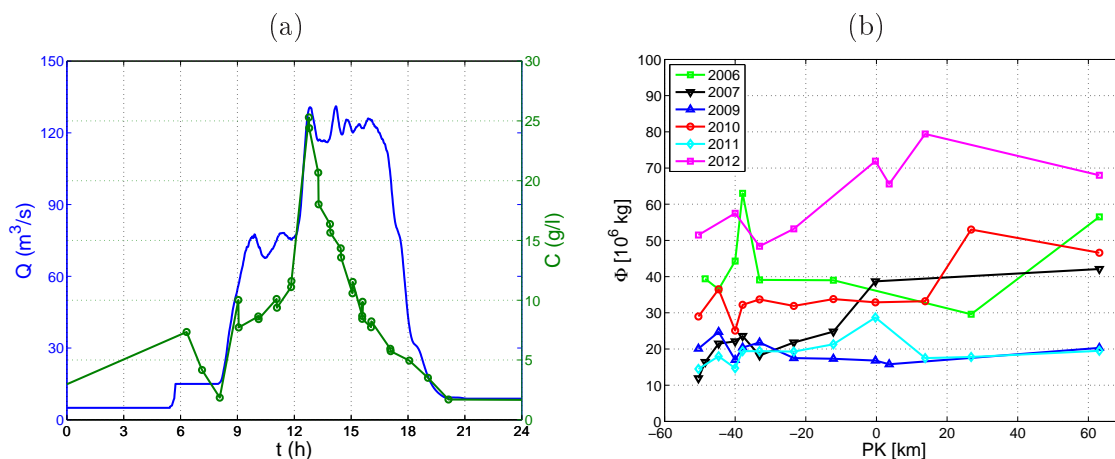


FIGURE 2.12 – Débits et concentrations observés à Ste-Marie-de-Cuines lors de la chasse de 2006 (a) et flux total sur la durée de la chasse estimé le long de l'Arc et de l'Isère (le PK=0 correspond à la confluence entre l'Arc et l'Isère) (b).

A l'aide d'un modèle 1D (Courlis, EDF), Antoine (2013) a ainsi pu recalculer les chroniques de débits le long de l'Arc et de l'Isère pour chacune des chasses. Ainsi, il a été possible d'estimer les flux totaux sur l'événement le long du tronçon étudié pour chacune des chasses (Fig. 2.12b). Une étude détaillée des incertitudes sur l'estimation de ces flux a montré qu'elles étaient de l'ordre de 20% et principalement liées à la fréquence de mesure de la concentration Antoine *et al.* (2011); Antoine (2013); Antoine *et al.* (2015). La figure 2.12b indique de plus que les chasses se distinguent principalement par la quantité de sédiments érodés dans les retenues des barrages pouvant varier entre 10 000 tonnes (2007) et 50 000 tonnes (2012). Globalement, les flux restent constants le long du tronçon confirmant l'hypothèse du modèle analytique que j'avais proposé (Camenen *et al.*, 2008a,b). On observe cependant une certaine dynamique (dépôt ou érosion selon les années) au niveau du PK-40 pouvant être relié au bassin de rétention de Longefan qui rejette de temps en temps $20 \text{ m}^3/\text{s}$ d'eau peu concentrée dans l'Arc lorsque tous les groupes de l'usine hydro-électrique sont en marche. Ce léger sur-débit pourrait selon le débit de l'Arc soit induire une reprise des sédiments fins sur les berges, soit induire un dépôt de fines en cas de submersion légère des bancs de galets. De manière similaire, une érosion de matériaux fins est souvent observée pendant les chasses en aval de la restitution de l'usine hydro-électrique Randens

(PK-12). Une forte érosion a aussi pu être observée sur l'Isère mais peut difficilement être expliquée du fait de la faible densité de points de mesure. Il est tout de même apparu que les bancs de galets plus ou moins végétalisés jouaient un rôle important quant au dépôt de sédiments fins mais aussi à la reprise de ces sédiments ([Antoine, 2013](#))

2.6.7 Dynamique des dépôts de fines sur un banc de galets

Cette dynamique des dépôts de fines sur les bancs de galets reste très complexe et a été abordée sous trois aspects :

- d'un point de vue physique à partir d'un traitement de photographies (aériennes ou prises de la berge) prises avant et après une chasse. A partir de la couleur et de la texture de l'image, une évaluation de la quantité de dépôts de fines a pu être réalisée ([Jodeau, 2007](#); [Camenen *et al.*, 2013b](#)). Il s'est ainsi avéré que sur le banc étudié (localisé à Ste-Marie-de-Cuines), la surface totale des dépôts évoluait peu suite à une chasse mais ces dépôts sont plus agglomérés, avec potentiellement des épaisseurs plus élevées (Fig. [2.13](#)). Une hypothèse est que le vent disperse ces dépôts sur le long terme sachant que les bancs sont émergés sur une grande période de l'année.
- d'un point de vue modélisation à partir d'une application et d'un développement de modèles 1D. Outre le développement d'une loi d'érosion-dépôt robuste, plusieurs questions se posent sur la problématique des bancs en unidimensionnel : Quelle contrainte s'exerce sur le banc ? Est-ce que la formulation Debord ([Nicollet et Uan, 1979](#)) permet une bonne approximation de cette contrainte ? Quelle quantité de sédiments fins est disponible sur le banc ? La concentration est-elle réellement homogène sur l'ensemble de la section ? Certaines réponses ont été développées au paragraphe [2.6.3](#).
- d'un point de vue processus à partir d'expérimentations de laboratoire. Ces études ont débuté récemment avec la construction d'un laboratoire expérimental (achevée en 2013), le postdoc d'Albert Herrero (2014-2015) sur la dynamique de l'infiltration de fines dans un lit de graviers ([Herrero *et al.*, 2015](#)), et la thèse d'Emeline Perret (2014-2016) sur l'influence de la présence de sédiments fins sur la contrainte critique de mise en mouvement de sédiments grossiers.

Pour les gestionnaires de rivières, une des principales problématiques liées aux dépôts de fines dans les rivières à galets est le colmatage et son potentiel impact sur la qualité de l'habitat. Une solution souvent proposée pour décolmater un lit est de réaliser une chasse d'eau claire. Cependant, le coût d'une telle procédure en terme de perte d'énergie peut être élevé. Il faut donc pouvoir estimer son efficacité a priori. [Detert *et al.* \(2010\)](#) ont observé que des fluctuations de pression résiduelles existaient dans un lit de graviers même pour des contraintes inférieures à la contrainte critique de mise en mouvement de ces graviers. Ils ont ainsi observé une décroissance exponentielle de ces fluctuations de pression dans le lit. En s'appuyant sur ces travaux et en supposant que ces fluctuations de pression peuvent remettre en suspension les particules fines infiltrées dans les pores du lit si elles créent une contrainte supérieure à la contrainte critique de mise en mouvement des particules fines

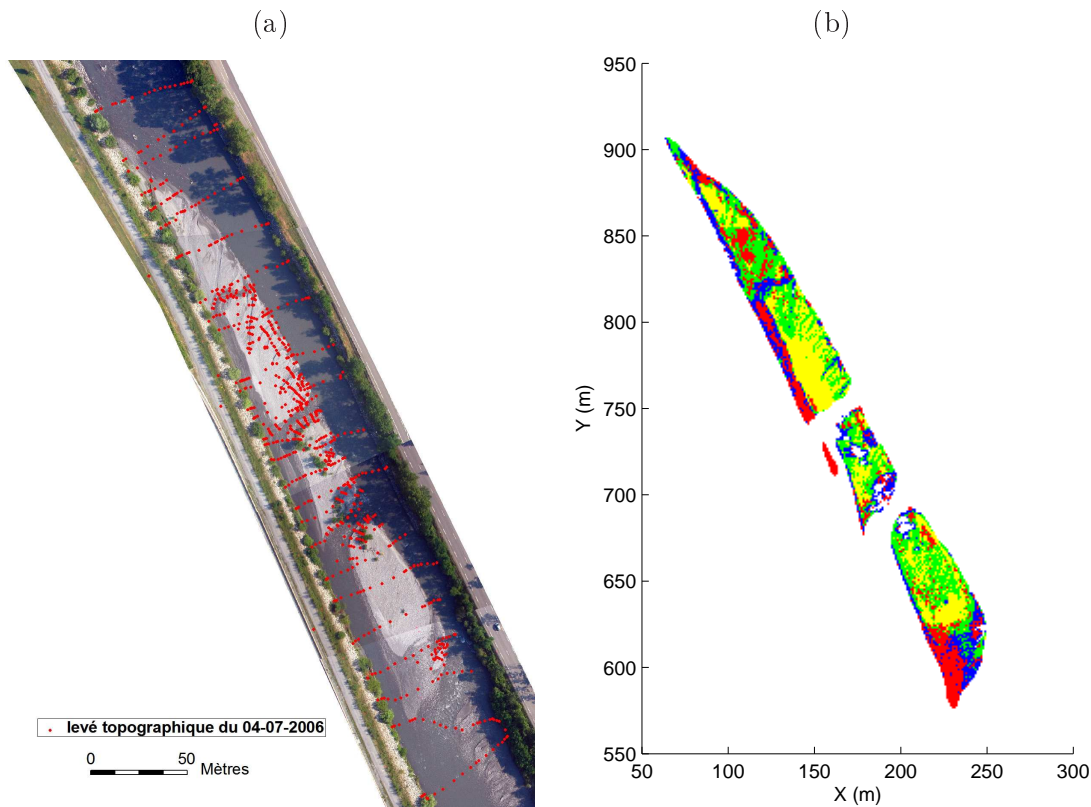


FIGURE 2.13 – (a) Photo aérienne du banc MJ avec positionnement des mesures topographiques (Jodeau, 2007) et (b) estimation de la granulométrie de surface du banc de galet MJ après la chasse de 2006 par un traitement automatique de photos aérienne (Camenen *et al.*, 2013b) (jaune : grossiers ; vert : mélange grossiers avec fines ; bleu : mélange fines avec grossiers ; rouge : dépôts de fines).

$\tau_{cr,f}$, on obtient la relation suivante permettant d'estimer la profondeur de décolmatage du lit z_c :

$$\frac{z_c - z_0}{k_s} = B_P \left[\ln \left(\frac{\tau_{cr,f}}{\tau} \right) - \ln A_P \right] \quad (2.44)$$

où $A_P = 2.88$ et $B_P = 0.5$ sont des coefficients (Detert *et al.*, 2010). Eq. 2.44 indique que la profondeur de décolmatage est sensible au diamètre des sédiments fins dans le cas des sables. Pour les particules plus fines, z_c n'est plus sensible à la taille des sédiments si l'on suppose que la contrainte critique de mise en mouvement est indépendante du diamètre (*cf.* section 2.2). z_c est par ailleurs très sensible à la contrainte de cisaillement exercée sur le lit (via k_s et θ , *cf.* Fig. 2.14).

2.7 Perspectives de recherche sur la partie « Transport sédimentaire »

Au cours de de ces dernières années, je me suis impliqué dans la mesure et la compréhension du transport sédimentaire tout particulièrement en lien avec la rivière Arc sur

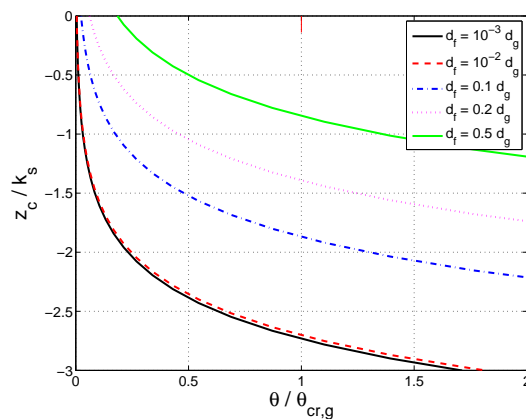


FIGURE 2.14 – Profondeur de décolmatage adimensionnée par la hauteur de rugosité en fonction du rapport entre la contrainte de cisaillement sur le lit et la contrainte critique de mise en mouvement des graviers.

laquelle de nombreux travaux ont été établis. Cette rivière alpine a le double intérêt de présenter une complexité en terme de dynamique sédimentaire avec un transport de sédiments allant du bloc à l’argile, et une certaine facilité en terme d’expérience de terrain grâce aux chasses de barrages réalisées annuellement. Dans les années futures, trois sujets seront traités en lien avec ce site :

- les interactions entre les graviers et les fines, en particulier en terme d’infiltration et colmatage (postdoc d’Albert Herrero) et de seuil de mise en mouvement (thèse Émeline Perret). Ce travail se fera donc en fort lien avec l’expérimentation de laboratoire en collaboration avec Céline Berni (Irstea Lyon) dans le nouveau laboratoire d’hydraulique et d’hydromorphologie d’Irstea mais aussi avec l’INRS (Québec, Canada) pour l’utilisation de leur scanographe tomodensitométrique (“CT-scanner”) permettant une description fine de la teneur en fines dans un lit de gravier.
- la dynamique des dépôts et érosions des sédiments fins (sables, limons, argiles) à l’échelle d’un tronçon. Une grande inconnue des codes de calcul 1D hydro-sédimentaire AdisTS ou Courlis (*cf.* section 2.6.2) s’est avéré être la quantité de sédiments disponibles dans la rivière, en particulier sur les bancs de galets avec une importante interaction avec la végétation. En collaboration avec Lionel Pénard (Irstea Lyon), une méthodologie de traitement de Lidar et images aériennes devrait permettre l’estimation des volumes de sédiments disponibles dans les bancs de galets le long de l’Arc et de l’Isère. L’utilisation de drones étant aujourd’hui plus simple (coût peu élevé, stabilité des drones fortement améliorée), nous devrions pouvoir acquérir dans un proche futur de nombreuses données photographiques de lit de rivière.
- la dynamique sableuse dans les rivières alpines. Nous retrouvons en effet une quantité non négligeable de sable dans les bancs de galet alors que les méthodes actuelles ne permettent pas de mesurer sa dynamique. Un effort de mesure est donc nécessaire pour l’échantillonnage mais aussi à l’aide de l’outil acoustique en collaboration avec Jérôme Le Coz (Irstea Lyon). Ce travail sera aussi réalisé sur plusieurs grandes ri-

vières plus ou moins aménagées où la compréhension de la dynamique sableuse est fondamentale. Cela sera le cas du Rhône (Génissiat, confluence Isère, Arles) dans le cadre de l'Observatoire des Sédiments du Rhône (OSR) mais aussi de quelques grandes rivières (Amazone, Mékong) sur lesquelles nous avons effectuées des campagnes de mesures et avons des collaborations.

- la dynamique des formes de fond et leur impact sur la suspension de sables. Suite aux études sur le Mékong et l'Amazone, nous avons acquis un jeu de données important sur les formes de fond en lien avec l'écoulement (couplage mesures du fond -sonar-, des vitesses -ADCP- et concentrations -turbidimètre, prélèvements-). Ces mesures ont déjà permis de discuter certaines hypothèses formule de transport en suspension que j'avais proposée avec M. Larson ([Camenen et Larson, 2008](#)) (*cf.* paragraphes [2.4.2](#) et [2.5.2](#)) mais méritent d'être exploitées plus particulièrement sur les formes de fonds.

Chapitre 3

Évolution des fonds et morphodynamique

3.1 Du bilan sédimentaire au modèle numérique 1D

Une première estimation de l'évolution des fonds d'une rivière peut être réalisée à partir de bilans sédimentaires établis sur un tronçon. En appliquant l'équation de conservation de la masse (Eq. 1.1), la masse déposée ou érodée sur un tronçon au cours d'un temps donné est égale à la différence de flux entrant et sortant du tronçon. Cependant, il faut être conscient des incertitudes liées aux différentes simplifications pour estimer ces bilans, que ce soit d'un point de vue hydraulique (calcul des contraintes, courbe des débits classés ou chronique de débit disponible) ou sédimentaire (formule de transport, description granulométrique). A cela se rajoutent les incertitudes liées au passage du volume (soit ce que l'on mesure en terme de bilan bathymétrique et topographique) à la masse (soit ce que l'on mesure en terme de flux sédimentaire), soit les incertitudes liées à l'estimation de la porosité du sédiment en place (Guertault *et al.*, 2014a).

3.1.1 Estimation des flux locaux moyens

L'estimation des flux locaux moyens sur une rivière peut se faire à différents niveaux de simplification de l'hydraulique et du bilan sédimentaire (Camenen *et al.*, 2015c,d). Il est cependant fondamental d'avoir conscience des limites et incertitudes associées pour chacune de ces méthodes. Trois niveaux d'étude principaux peuvent être distingués :

- l'utilisation de la puissance spécifique sous sa forme simplifiée, *i.e.* $\omega \approx \rho g Q I / B_a$ (où B_a est la largeur active de la rivière) peut être utilisée pour estimer le transport sédimentaire (Bagnold, 1966). Cette méthode classiquement utilisée en géomorphologie permet un calcul rapide avec pour seules données une description sommaire de la géométrie de la rivière (I , B_a , d) et une connaissance des débits Q ;
- l'application de la formule de Manning-Strickler permet d'estimer sur une section un certain nombre de paramètres hydrauliques (hauteur d'eau H , vitesse U , et contrainte de cisaillement au fond τ) utiles pour l'application de formules de transport (par

exemple Meyer-Peter et Müller, 1948; Camenen et Larson, 2005) ;

- la résolution des équations de Barré de Saint-Venant en 1D permet de prendre en compte une géométrie plus complexe, des écoulements plus complexes (non-uniformes, non-permanents), ainsi qu’une potentielle interaction avec le fond.

Pour les deux premiers niveaux d’étude, le flux moyen annuel Q_{sa} peut alors être estimé à partir d’une courbe des débits classés :

$$Q_{sa} = \sum_i Q_s(Q_i) \Delta t_i \quad (3.1)$$

avec $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ où t_i est l’occurrence pour que le débit $Q > Q_i$ et i l’indice des classes définissant la courbe des débits classés. Dans le cas du troisième niveau d’étude, il est nécessaire de réaliser des calculs sur une période suffisamment longue pour inclure les crues rares.

Deux exemples caractéristiques des rivières françaises sont présentés Fig. 3.1 : la Loire à Gien et l’Arc en Maurienne à Ste Marie de Cuines. Une différence importante peut être observée entre ces deux rivières pour la courbe des débits classés : les débits de l’Arc sont clairement influencés et deux tendances apparaissent pour des débits inférieurs ou supérieurs au débit de crue annuel alors que la Loire moyenne reste très peu influencée. Il est cependant à noter que si à Gien, cette courbe a été établie à partir des débits journaliers sur une chronique de près de 70 ans, à Ste Marie de Cuines, elle a été établie à partir de débits horaires sur une chronique de près de 9 ans.

Le calcul des volumes transportés relatifs selon l’occurrence du débit liquide permet d’estimer le débit efficace Q_{eff} de la rivière en terme de transport sédimentaire ; Q_{eff} correspond au débit liquide pour lequel le volume de sédiments le plus élevé est transporté en moyenne par an. La figure 3.1 indique ainsi un comportement très différent pour ces deux rivières. Q_{eff} pour l’Arc correspond à peu près à un débit de crue biennale, ce qui est typique d’une rivière à graviers (Emmett et Wolman, 2001). Au contraire, pour la Loire, Q_{eff} correspond à un débit d’occurrence beaucoup plus élevée. Ceci a été confirmé par Claude *et al.* (2014) qui ont observé des évolutions morphologiques très importantes même pour des débits faibles. On peut aussi noter Fig. 3.1b que l’utilisation de la puissance spécifique sous sa forme simplifiée étant directement reliée au débit liquide induit une sous-estimation de Q_{eff} en particulier si ω_{cr} est faible (cas des sables fins).

3.1.2 Découpage en tronçons homogènes pour un long cours d’eau : Application à la Loire Moyenne

Pour une étude morphologique à relativement grande échelle, il est important de sectoriser le tronçon étudié en un ensemble de tronçons homogènes. Ceci permet en effet une vision plus globale limitant les phénomènes locaux liés en partie à la représentation discrète de la géométrie et pouvant bruyter la compréhension de la dynamique. Le découpage se fait généralement à partir d’une différenciation visuelle des discontinuités sous SIG (Orr *et al.*, 2008). Une première méthodologie a été appliquée par Latapie *et al.* (2009) pour sectoriser la Loire moyenne en 167 tronçons homogènes :

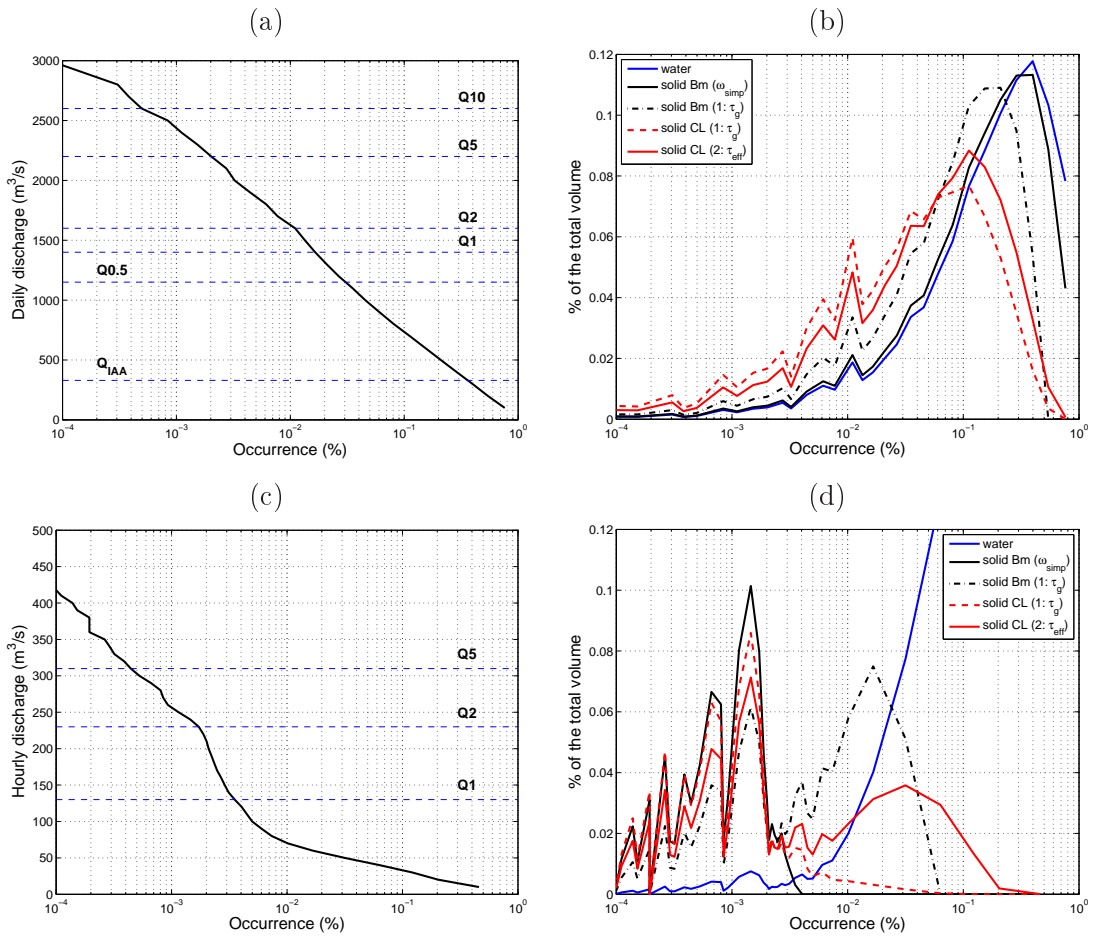


FIGURE 3.1 – Courbe des débits classés pour la Loire à Gien (a) et pour l’Arc à Ste-Marie-de-Cuines (c) et volumes transportés relatifs selon l’occurrence pour le débit liquide et solide à Gien (b) et à Ste-Marie-de-Cuines (d) (Bm : formule de [Bagnold \(1966\)](#), CL : formule [Camenen et Larson \(2005\)](#)).

- Identification de discontinuités sur des profils de niveau d’eau d’étiage ;
- Identification de singularités pouvant affecter l’écoulement et le transport sédimentaire (pont, barrage, série d’épis, affleurement rocheux, transition d’un lit simple à un lit multiple avec îles végétalisées)

Une seconde méthodologie consiste en l’utilisation du test de [Pettitt \(1979\)](#) appliquée itérativement comme proposé par [Alber et Piégay \(2011\)](#) sur différents paramètres géomorphologiques (largeur de la bande active, évolution moyenne des fonds) mais aussi sur des paramètres hydrauliques issus de la modélisation pour un débit donné (hauteur d’eau moyenne, largeur au miroir, vitesse moyenne, contrainte au fond). En acceptant une tolérance sur la position exacte des discontinuités, les mêmes tronçons homogènes ont été retrouvés à l’exception des tronçons situés en ville avec de nombreux ponts où plusieurs discontinuités avaient été négligées au cours de la première méthode afin d’éviter la multiplication de tronçons très courts ([Latapie et al., 2014a](#)).

La sectorisation de la Loire Moyenne a ainsi permis de clairement délimiter les unités morphologiques à l’aide de la contrainte effective et le rapport largeur au miroir sur

hauteur moyenne (Fig. 3.2a). Une discussion sur l'influence des conditions aux limites des tronçons et surtout du taux d'extraction de sédiments dans le lit jusqu'aux années 90 sur les évolutions morphologiques a pu être argumentée par ces résultats (Fig. 3.2b).

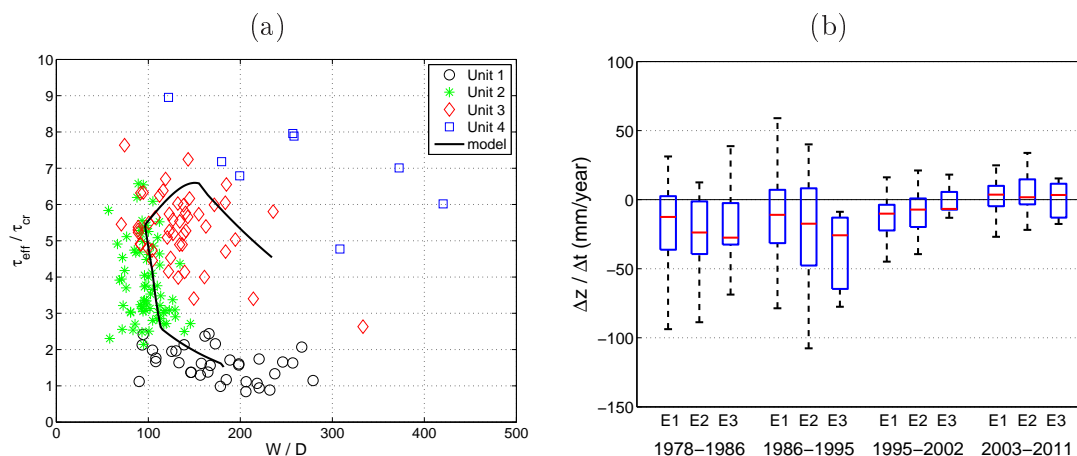


FIGURE 3.2 – Exemples de résultats issus de la sectorisation de la Loire Moyenne : contrainte effective adimensionnée par la contrainte de mise en mouvement des sédiments en fonction du rapport largeur au miroir sur hauteur d'eau moyenne, calculé pour un débit de crue biannuel (la courbe noire correspond à une tendance moyenne) (a) ; évolution moyenne des fonds des tronçons en fonction du taux d'extraction dans le lit et sur différentes périodes (b).

Dans le cadre de la thèse de Lucie Guertault (2012-2015), les deux méthodologies ont été appliquées pour sectoriser les 25 km de la retenue de Génissiat. Du fait du grand nombre de bathymétries disponibles, des poids ont été attribués à chacun des paramètres hydrogéomorphologiques étudiés pour éviter de sur-représenter certains types de discontinuité. Une note finale est ainsi donnée pour chacune des discontinuités trouvées en prenant un maillage commun aux paramètres étudiés. Certaines difficultés demeurent pour éviter toute subjectivité dans le choix final des discontinuités :

- le choix du nombre d'itération du test de [Pettitt \(1979\)](#), et le poids à mettre aux discontinuités selon l'étape d'itération,
- le critère final pour valider ou non une discontinuité.

3.1.3 Quel bilan sédimentaire ?

Une méthodologie classique pour estimer le bilan sédimentaire d'un tronçon se présente en deux étapes ([Reid et Dunne, 1996](#)) :

- La première étape consiste en l'estimation des apports sédimentaires à la rivière et est souvent réalisée à partir de photographies aériennes sous SIG ;
- La seconde étape consiste en l'estimation du transport sédimentaire dans le tronçon et de l'éventuel stockage. C'est sur cette étape que je me suis le plus concentré.

L'établissement d'un bilan sédimentaire est possible à partir de levés topographiques / bathymétriques répétés à différentes dates ([Neill, 1969](#); [Kesel et al., 1992](#); [McLean et Church, 1999](#); [Brewer et Passmore, 2002](#); [Brasington et al., 2003](#); [Trimble, 2009](#)). Cependant, une

telle méthode nécessite des données très détaillées souvent coûteuses et est difficilement applicable sur des tronçons longs. De plus, elle ne permet d'évaluer que des évolutions passées. C'est pourquoi, une estimation des bilans sédimentaires est souvent obtenue à partir d'une estimation des variations des flux solides le long du bief étudié, soit principalement selon trois niveaux d'étude (*cf.* paragraphe 3.1.1) : la puissance spécifique simplifiée (Modèle 1 : ω_{simp}), l'estimation des paramètres hydro-sédimentaires à partir de la formule de Manning-Strickler (Modèle 2 : MS), et la modélisation numérique (Modèle 3 : Code 1D).

Une discussion sur ces différentes approches a été proposée dans Camenen *et al.* (2015c). Les principales conclusions de cette étude sont que les deux premières méthodes donnent des résultats utiles et corrects pour l'estimation des flux moyens annuels mais sont généralement inadaptées à l'exception des cas simples pour réaliser des bilans sédimentaires précis, et surtout inadaptées pour de la prédiction. La modélisation numérique 1D peut permettre une meilleure estimation des bilans sédimentaires et potentiellement aider à la prédiction. En contre-partie, elle nécessite un calage de paramètres, une validation et plus globalement des calculs pouvant être très coûteux en temps. Les avantages et inconvénients de chacune de ces méthodes sont résumés dans le tableau 3.1.

TABLE 3.1 – Résumé des avantages et inconvénients pour les trois méthodes utilisées pour établir des bilans sédimentaires.

Paramètres	Modèle 1 ω_{simp}	Modèle 2 MS	Modèle 3 Code 1D
Besoins en données géométriques ¹	–	+/-	+
Besoins en données sédimentaires ¹	+	++	++
Besoins en données hydrauliques ¹	--	–	+
Construction et calibration du modèle ²	–	+/-	++
Estimation du transport sédimentaire ³	+/-	+	+
Estimation du bilan sédimentaire ³	–	–	+
Rapidité des calculs ³	++	+	–
Capacités de prédiction ³	--	--	+/-

¹ : -- très faible, – faible, +/- moyen, + important, ++ très important

² : -- très simple, – simple, +/- moyen, + difficile, ++ très difficile

³ : -- pas adapté, – mauvais, +/- moyen, + bon, ++ très bon

3.2 Une représentation physique de l'évolution des fonds ?

La modélisation numérique implique nécessairement une grande simplification de la réalité en terme de processus physiques bien sûr mais aussi de représentation physique (géométrie, sédiments). Certains paramètres ou fonctionnalités implémentés dans les modèles permettent de corriger des limites inhérentes à la modélisation numérique, plus particulièrement dans le cas d'un modèle uni-dimensionnel.

3.2.1 Distance de chargement et effet de pente

Les lois de capacité de transport sédimentaire ont été établies pour des régimes d'écoulement (liquide et solide) permanents et uniformes. La distance de chargement a ainsi été introduite afin de pouvoir tenir compte d'un retard spatio-temporel entre le transport sédimentaire et l'écoulement (Daubert et Lebreton, 1967; Bell et Sutherland, 1983), traduisant l'inertie du flux solide par rapport à l'écoulement liquide.

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} = \frac{q_{s*} - q_s}{L_a} \quad (3.2)$$

où q_{s*} est la capacité de transport, q_s le débit solide unitaire, et L_a la distance de chargement ou longueur d'adaptation. Pour le charriage, cette distance peut être interprétée comme la longueur moyenne du saut d'un grain transporté en saltation (Nakagawa et Tsujimoto, 1980; Phillips et Sutherland, 1989; Wu *et al.*, 2000), soit $L_a \approx 100d_{50}$. Cette idée doit cependant être considérée avec réserve car elle ne semble pas avoir été confirmée par la mesure. Il apparaît cependant que le mouvement par charriage est intimement lié aux formes de fond, et L_a peut alors être associé comme la longueur d'onde des formes de fond (Wu *et al.*, 2004).

Pour le transport sédimentaire en suspension, plusieurs formulations ont été proposées en lien avec le nombre de Rouse. Ainsi, on retrouve la formule de Han (1980) :

$$L_a = \alpha_{\text{Han}} \frac{u_*}{W_s} \quad (3.3)$$

avec α_{Han} une distance à définir. La formule de Wu (2008) est basée sur les travaux de Armanini et di Silvio (1988) :

$$L_a = \frac{HU}{\alpha_{\text{Wu}} W_s} \quad (3.4)$$

avec H et U les hauteur et vitesse moyenne sur la section et $\alpha_{\text{Wu}} > 1$ une distance à définir Wu (2008, p. 45).

Si la distance de chargement est très petite devant le pas de discrétisation spatial des équations de transport, l'effet de la loi de chargement est réduit voire nul : la capacité de transport sédimentaire est atteinte en bout de maille. Des valeurs bien plus grandes sont donc souvent utilisées en modélisation numérique 1D (Rahuel *et al.*, 1989; Wu *et al.*, 2000).

Une autre correction du transport sédimentaire couramment utilisée est reliée à la pente du fond. En effet, les lois de capacité de transport sont généralement établies pour un fond plat (quasi) horizontal. Le transport sédimentaire est ainsi réduit/accru s'il se fait contre/avec la pente du fond. Cet effet est pris en compte par l'ajout d'un coefficient fonction de la pente locale (Bagnold, 1973; Bailard, 1981; Struiksmas *et al.*, 1985) :

$$q_s = q_s^* \left(1 - \beta \frac{\partial z_b}{\partial s} \right) \quad (3.5)$$

avec β un coefficient adimensionnel ($0.5 < \beta < 2$) et $\partial z_b / \partial s$ la pente locale par rapport à la direction du transport sédimentaire. D'après les travaux de Bailard (1981), le coefficient

β dépend tout comme L_a du régime de transport *i.e.* :

$$\beta_b = \frac{1}{\tan \varphi} \approx 1.5 \quad (\text{charriage}) \quad (3.6)$$

$$\beta_s = \frac{e_s U}{W_s} \quad (\text{suspension}) \quad (3.7)$$

où $\tan \varphi$ est la pente de stabilité du sédiment et $e_s = 0.02$ correspond à l'efficacité du transport sédimentaire (Bailard, 1981). J'avais proposé au cours de mon doctorat une discussion sur l'impact du coefficient de pente β sur l'évolution d'une forme sédimentaire (Camenen, 2002, chap. 4).

La distance de chargement comme l'effet de pente rajoutent un terme de diffusion dans la résolution numérique. Un premier effet est donc de stabiliser les calculs. L'expérience de Galappatti et Vreugdenhil (1985) est intéressante pour discuter de ces termes. Elle consiste en l'évolution d'une fosse composée de sables fins ($d_{50} = 0.16$ mm) soumise à un écoulement permanent ($U = 0.51$ m/s). Pour ce cas unidimensionnel simple, l'équation 1.1 peut se résoudre facilement (sous Matlab dans le cas présenté ici). Il a ainsi été possible de reproduire la déformation de la fosse en utilisant soit la distance de chargement, soit l'effet de pente. Concernant la distance de chargement, les valeurs données par la littérature (*e.g.* Eq. 3.3 pour la suspension avec $\alpha_{\text{Han}} = 1$ m) donnent des résultats satisfaisants même si la déformation de la fosse n'est pas tout à fait correctement retrouvée (trait plein rouge Fig. 3.3). De plus, une valeur trop grande de la distance de chargement induit un trop fort ralentissement de la vitesse de la forme sédimentaire. A l'opposé, l'utilisation de l'effet de pente a nécessité un calage des Eqs. 3.6 et 3.7 ($e_s = 1$: trait tireté bleu Fig. 3.3) pour améliorer les résultats, mais la diffusion semble trop importante sur la partie amont de la fosse. Selon Damgaard *et al.* (1997), ce coefficient β pourrait varier selon le signe de la pente.

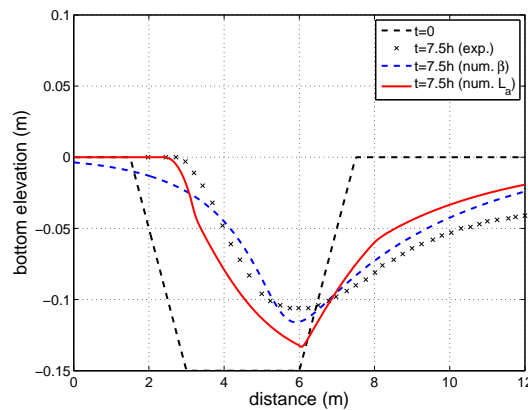


FIGURE 3.3 – Évolution d'une fosse soumise à un courant permanent (expérience de Galappatti et Vreugdenhil, 1985) avec modification du transport sédimentaire en incluant une distance de chargement ou un effet de pente.

3.2.2 Répartition des dépôts et érosions dans un modèle uni-dimensionnel

Une résolution uni-dimensionnelle de la dynamique fluviale implique des résultats moyennés sur une section géométrique. S'il est illusoire de vouloir représenter des phénomènes bi voire tri-dimensionnels avec un modèle 1D, il est cependant possible de rajouter des modules de calcul permettant une meilleure représentation physique des phénomènes se passant sur une section d'écoulement. Ainsi, comme indiqué dans [Camenen *et al.* \(2011\)](#), du fait des non-linéarités dans le calcul du transport sédimentaire, il est préférable d'estimer localement sur une section les contraintes au fond puis le transport sédimentaire pour ensuite l'intégrer sur l'ensemble de la section plutôt que de faire le calcul de transport sédimentaire directement à partir de la contrainte moyenne sur la section.

La méthode la plus simple pour répartir les contraintes sur une section à partir de la valeur moyenne est d'utiliser la hauteur d'eau :

$$\frac{\tau_b(y)}{\rho g R_H J} = \frac{h(y)}{H} \quad (3.8)$$

où $h(y)$ est la profondeur d'eau locale à ordonnée y de la section et H la hauteur moyenne sur la section, R_H le rayon hydraulique global sur la section. [Einstein \(1942\)](#) a fait l'hypothèse qu'une section d'écoulement pouvait être divisée en trois régions, reliées respectivement au lit de la rivière et aux deux parois latérales (berges). La contrainte locale peut alors être estimée en calculant la distance entre une perpendiculaire à la paroi et une ligne de division (soit entre deux régions, soit la surface libre). En supposant un canal prismatique trapézoïdal, la ligne de division entre la berge et le lit est gouvernée par la relation

$$\frac{l_l}{k_{sl}} = \frac{l_b}{k_{sb}} \quad (3.9)$$

où l_l et l_b sont les distances normales à la paroi (l pour lit, b pour berge) à la ligne de division et k_{sl} et k_{sb} les hauteurs de rugosité des parois ([Yang et Lim, 2005](#); [Camenen *et al.*, 2011](#)). Si les rugosités sont identiques, la ligne de division correspond à la bissectrice. La distribution des contraintes peut ainsi être calculée analytiquement pour des sections trapézoïdales à lit simple ([Yang et Lim, 2005](#)) ou composé ([El Kadi Abderrezzak *et al.*, 2008](#)). Il existe de nombreuses autres méthodes géométriques adaptées à des sections de forme quelconque parmi lesquelles figure la MPC (Méthode des Perpendiculaires Confondues [Khodashenas et Paquier, 1999](#)) développée à Irstea Lyon. Elles supposent cependant une rugosité uniforme sur la section ([Khodashenas *et al.*, 2007](#); [El Kadi Abderrezzak *et al.*, 2014](#)).

De manière similaire, une fois la résolution de l'équation de conservation de la masse faite, il est nécessaire de distribuer sur les sections de la géométrie du modèle cette masse érodée ou déposée. La distribution la plus intuitive (au moins pour l'érosion) reste une distribution fonction du transport sédimentaire local en supposant une formule à seuil ([Paquier et Khodashenas, 2002](#)) :

$$\Delta z_b(y) = \frac{(\tau(y) - \tau_{cr}(y))^m}{\int_{L_P} (\tau(y) - \tau_{cr}(y))^m dy} \Delta S \quad (3.10)$$

où m correspond à l'exposant de la formule de capacité de transport ($m = 3/2$ pour le charriage et $m = 2$ pour la suspension) et L_P est la projection du périmètre mouillé sur

l'axe y . Il existe par contre plusieurs stratégies pour la distribution des dépôts. La plus simple et la plus stable numériquement est de supposer une symétrie entre les dépôts et les érosions en utilisant donc la même répartition que pour l'érosion. Ceci suppose que le transport sédimentaire suit une ligne de courant et donc qu'une masse érodée dans le chenal principal (respectivement sur un banc) se déposera en aval dans le chenal principal (respectivement sur un banc). Pour une rivière très énergétique, on peut supposer au contraire que les dépôts se feront de façon privilégiée, soit par dépôts homogènes sur la section ou soit dans les zones de contraintes faibles. Dans ce dernier cas, la distribution des dépôts peut s'écrire sous la forme :

$$\Delta z_b(y) = \frac{f(y)}{\int_{L_P} f(y) dy} \Delta S \quad (3.11)$$

où f est une fonction des contraintes locales. [El Kadi Abderrezzak et Paquier \(2009\)](#) ont proposé plusieurs distributions des dépôts avec :

$$f(y) = (\tau_{cr}(y) - \zeta\tau(y))^m \quad (3.12)$$

avec ζ un facteur limitant. Une limite de l'équation 3.12 est qu'elle peut induire des dépôts élevés dans des zones où la hauteur d'eau est très faible (*cf.* Fig. 3.4). Une proposition simple pour améliorer ces résultats peut être une formule du type :

$$f(y) = \frac{h}{H} \left[X_\tau + \min \left(\frac{\tau_{cr}(y)}{\tau(y)}, M_\tau \right) \right] \quad (3.13)$$

où X_τ correspond à un effet minimum pour les fortes contraintes et M_τ une valeur limitante du rapport $\tau_{cr}(y)/\tau(y)$. Si $\tau_{cr}(y)/\tau(y) \leq 1$, tous les sédiments sur la colonne d'eau peuvent potentiellement se déposer. Une valeur intuitive pour M_τ est 1 ; en première approximation, il a été fixé $X_\tau = 0.1$.

La figure 3.4 indique quelques exemples de distribution des dépôts dans le cas d'un lit composé simple (rugosité homogène sur la section) où le calcul de la distribution des contraintes peut être fait analytiquement ([El Kadi Abderrezzak et al., 2008](#)). On peut s'apercevoir de la variabilité de l'évolution du lit selon le choix initial de la répartition des dépôts. [Latapie \(2011\)](#) et [Rambert \(2013\)](#) ont montré que le choix des répartitions des dépôts et érosions a un impact très fort sur les résultats finaux en terme d'évolution des fonds et peut être finalement un paramètre de calage du modèle selon le type de rivière.

3.2.3 Simplification de la géométrie

Les approches de simplification de la géométrie se basent sur un découpage préalable en tronçons homogènes (*cf.* paragraphe 3.1.2). L'objectif principal de cette approche est de gagner en temps de calcul afin de pouvoir réaliser des tests prospectifs. Il s'agit donc de dériver, pour chaque tronçon, une géométrie lissée équivalente à la géométrie réelle d'entrée selon certains critères hydrauliques permettant de conserver la représentation de la dynamique hydro-sédimentaire. Un tronçon simplifié est ainsi représenté par une section amont et une section aval uniquement. Les données d'entrée sont la géométrie réelle du tronçon, les coefficients de Strickler du lit mineur et du lit majeur supposés constants sur le

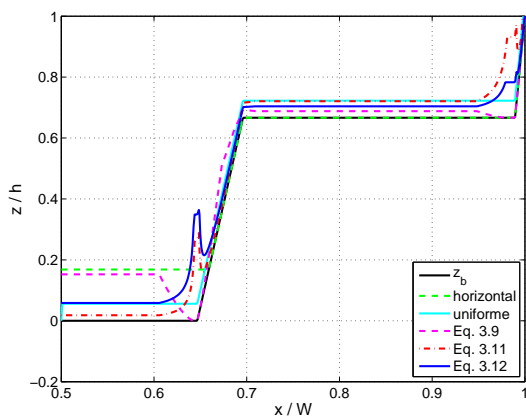


FIGURE 3.4 – Exemples de distributions d'un dépôt dans le cas d'un lit composé simple.

tronçon, ainsi que les données hydrauliques calculées pour n lignes d'eau sur la géométrie réelle. La cote du fond des profils simplifiés est dictée par la ligne d'eau d'étiage. Cette définition de la cote du fond entraîne une légère surestimation du profil en long (du thalweg) lissé par rapport au profil en long initial. La méthode consiste ensuite en la construction d'une section symétrique conservant la largeur au miroir moyenne $W(i, j)$ du tronçon j pour la ligne d'eau i , en fonction du débit $Q(i, j)$ (cf. Fig. 3.5). Les hauteurs d'eau $H(i, j)$ sont ainsi ajustées afin de répondre à la loi de Manning Strickler :

$$Q(i, j) = K \frac{S(i, j)^{5/3}}{P(i, j)^{2/3}} \sqrt{J(i, j)} \quad (3.14)$$

Une optimisation de la géométrie lissée est faite sur la pente d'énergie afin de satisfaire le régime permanent, en partant initialement de la pente du fond moyenne de la géométrie réelle.

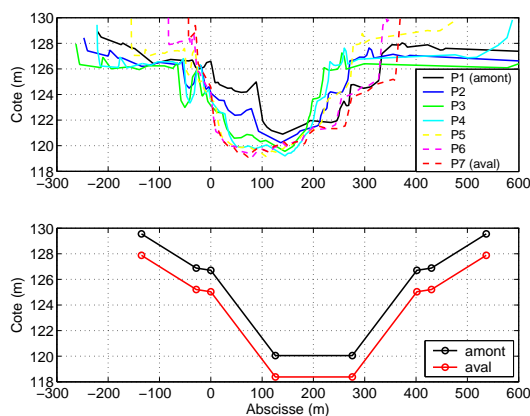


FIGURE 3.5 – Exemple de profil en travers lissé obtenu avec la simplification en $2 \times n$ points pour un tronçon défini par 7 sections et $n = 12$ (lignes d'eau).

Latapie (2011) a appliqué cette méthode sur la Loire Moyenne, plus particulièrement sur trois sites pilotes : un site anthropisé (Belleville), un site avec méandres (Guilly) et un site avec un système de bancs alternés et chenaux secondaires (Bréhémont). Il apparaît que

la géométrie simplifiée permet de reproduire correctement les pentes longitudinales de la géométrie réelle et les résultats pour les hauteurs d'eau simulées avec la géométrie simplifiée sont peu dégradés par rapport au calcul en géométrie réelle. Les simulations avec évolutions des fonds effectuées avec la géométrie simplifiée, donnent des résultats encourageants pour les sites de Guilly et Bréhémont, plus mitigés pour le site de Belleville. En effet, une difficulté reste que les seuils et ponts ne pouvant être simplifiés sont conservés et peuvent ainsi induire des erreurs. La simplification de la géométrie permet, dans tous les cas, un gain de temps de calcul considérable avec une réduction d'un facteur 30. Une des limites de cette géométrie simplifiée est qu'elle n'intègre pas les îles et les chenaux secondaires ; les sections se déforment donc sur un chenal unique. Une approche de simplification sur un réseau maillé est une solution à tester. Ce travail fait l'objet d'un article en préparation (Latapie *et al.*, 2014b).

Une réflexion sur la simplification des chroniques de débit a aussi été proposée (Latapie, 2011). L'unique approche ayant donné des résultats concluants est de réduire la chronique en supposant que les débits inférieurs à un débit critique Q_{cr} n'impactent pas la morphologie. Cependant, le gain en temps de calcul reste modéré en particulier pour une rivière à sable comme la Loire Moyenne où un transport sédimentaire et des évolutions du lit sont observés même pour des débits faibles (Claude *et al.*, 2012), et donc pour laquelle Q_{cr} est très faible.

3.3 Évolution des caractéristiques sédimentaires

Les processus morphodynamiques discutés dans cette partie ont été implémentés dans le code de calcul RubarBE (Paquier, 2013b)

3.3.1 Couche active

Afin de reproduire au mieux la structure du lit d'une rivière, Hirano (1971) a introduit le concept de couche active. Le lit est ainsi décrit par trois couches :

- la couche de transport correspondant à la couche supérieure où les sédiments sont en mouvement. di Silvio (1992) a proposé de séparer la couche de charriage de celle de la suspension ;
- la couche de fond correspondant à la couche inférieure où les sédiments sont sans mouvement. Cette couche a une épaisseur donnée et peut-être sus-jacente à d'autres couches inactives tant que la couche de fond existe ;
- enfin, la couche active est localisée entre les deux couches mentionnées ci-dessus. Elle joue le rôle de zone tampon permettant de satisfaire la continuité sédimentaire entre la couche de transport et la couche de fond. Elle interagit avec l'écoulement et est sujette au dépôt ou à l'érosion. Les sédiments dans cette couche sont ainsi en constante interaction avec les deux autres couches.

Ce concept de couche active a été utilisé dans de nombreux modèles hydro-sédimentaires (Deigaard, 1980; Armanini et di Silvio, 1988; Hoey et Ferguson, 1994; Wu et Wang, 2008).

Parker (1991a) a proposé que l'épaisseur de la couche active δ_{AL} soit pilotée par sa composition granulométrique, soit $\delta_{AL} = d_{90}$. Dans le cas des rivières sableuses avec des rides de fond, Blom (2008) a proposé d'utiliser une épaisseur pilotée par la hauteur des formes du fond.

Le concept de couche active a été souvent critiqué du fait de la représentation discrète des couches trop simplificatrice (Armanini, 1995; Parker *et al.*, 2000; Blom et Parker, 2004; Blom, 2008). Blom et Parker (2004) ont proposé un modèle où les caractéristiques sédimentaires varient continûment avec la profondeur ainsi que les termes d'érosion-dépôt grâce à une fonction densité de probabilité (pdf). Blom (2008) a montré qu'un tel modèle appliqué à la dynamique de rides de fond permet une meilleure prédiction des évolutions temporelles des caractéristiques sédimentaires. Cependant, le modèle d'Hirano (1971) reste adapté aux modélisations à plus grande échelle où les formes de fond ne sont pas décrites explicitement (Wu et Wang, 2008; El Kadi Abderrezzak et Paquier, 2009). De plus, la couche active peut aussi permettre de représenter un armurage de surface (Béraud, 2012).

3.3.2 Une représentation simplifiée ou multi-modale ?

Il existe plusieurs stratégies pour décrire la distribution granulométrique des sédiments constituant une couche. La plus commune consiste en une description de la courbe granulométrique par un nombre discret de classes. Selon Belleudy (2000), une représentation multi-classes permet une meilleure estimation du transport sédimentaire pour chacune de ces classes en tenant compte d'une possible interaction entre classes. Cette interaction est généralement introduite en modifiant la contrainte critique de mouvement des sédiments d'une classe (*cf.* paragraphe 2.3.1) en tenant compte des effets de masquage ou sur-exposition (Egiazaroff, 1955; Parker, 1990; Wilcock et Crowe, 2003). Cette représentation a été utilisée par de nombreux auteurs pour simuler le transport sélectif principalement pour le cas d'un affinement longitudinal d'un lit en exhaussement (Parker, 1991a,b; van Niekerk *et al.*, 1992; Vogel *et al.*, 1992; Hoey et Ferguson, 1994; Cui *et al.*, 1996; Belleudy, 2000; Langendoen et Alonso, 2008), mais aussi pour le cas d'une formation d'un lit armuré (Parker et Sutherland, 1990; Cui *et al.*, 1996; Langendoen et Alonso, 2008). Ce concept reste cependant assez lourd en terme de description puisque lié au nombre de classes. De plus, les processus d'interaction sont encore mal connus pour une granulométrie étendue et les modèles existants sensibles aux paramètres initiaux et difficiles à valider sur des cas réels (Hoey et Ferguson, 1994; Camenen *et al.*, 2011).

La description d'un mélange peut être faite à l'aide de deux paramètres seulement en supposant que la courbe granulométrique suit une loi log-normale, soit en utilisant le diamètre médian d_{50} et l'étendue granulométrique $\sigma = \sqrt{d_{84}/d_{16}}$. Cette description a été choisie pour le code de calcul RubarBE (Balayn, 2001). Le phénomène de tri granulométrique peut être intégré à partir des échanges entre couches sédimentaires. Ainsi, sur chacune de ces mailles sédimentaires et à chaque pas de temps Δt , un flux de sédiments mobiles entrant Q_s^{up} (provenant de la maille sédimentaire amont, soit de masse $M^{up} = Q_s^{up} \Delta t$) interagit avec les sédiments de la strate superficielle du lit (sous couche supérieure) par

l'intermédiaire de la couche active (Fig. 3.6). Il en résulte un flux de sédiments mobiles sortant Q_s^{dn} (masse $M^{dn} = Q_s^{dn} \Delta t$), qui sera le flux entrant de la maille sédimentaire aval.

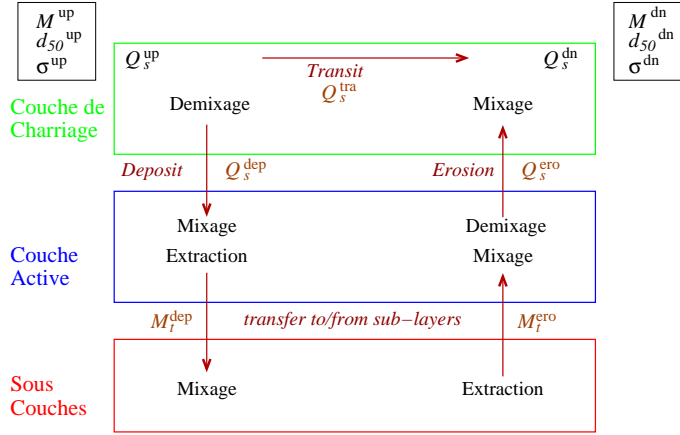


FIGURE 3.6 – Schéma illustrant les échanges de sédiment au sein d'une cellule de calcul.

Le débit solide transitant vers l'aval est calculé à partir de la loi de chargement (*cf.* Eq. 3.2) :

$$Q_s^{tra} = Q_s^{up} \exp\left(-\frac{\Delta x}{L_a}\right) \quad (3.15)$$

Le débit solide déposé dans la couche active s'écrit donc tel que :

$$Q_s^{dep} = Q_s^{up} - Q_s^{tra} = Q_s^{up} \left[1 - \exp\left(-\frac{\Delta x}{L_a}\right)\right] \quad (3.16)$$

Ces deux étapes incluent un démixage du compartiment amont (*cf.* paragraphe 3.3.2.2) et un mixage du sédiment déposé avec les sédiments de la couche active (*cf.* paragraphe 3.3.2.1). L'opération de mixage représente un mélange homogène de deux populations alors que l'opération de démixage correspond à l'extraction de sédiments de caractéristiques connues (compartiment expulsé) à partir d'un compartiment fournisseur.

Le débit solide érodé est aussi calculé à l'aide de la loi de chargement mais à partir de la capacité de transport, elle-même calculée à partir des conditions hydrauliques locales sur cette maille :

$$Q_s^{ero} = Q_s^{cap} \exp\left(-\frac{\Delta x}{L_a}\right) \quad (3.17)$$

Cette étape induit donc un démixage du compartiment de la couche active (*cf.* paragraphe 3.3.2.2).

Enfin, le débit solide sortant à l'aval correspond au mélange des masses transitée et érodée :

$$Q_s^{dn} = Q_s^{tra} + Q_s^{ero} = Q_s^{cap} + (Q_s^{up} + Q_s^{cap}) \exp\left(-\frac{\Delta x}{L_a}\right) \quad (3.18)$$

À chaque pas de temps, à la fin du bilan sédimentaire, la masse correspondant à la couche active doit être réévaluée. Il y a éventuellement un échange de matière entre la couche active et la strate supérieure du lit, qui alimentera éventuellement la couche active en cas de déficit, ou inversement sera alimentée en cas de surplus.

Les lois de mixage et démixage forment l'essence du modèle de tri granulométrique dans le cas d'une description sédimentaire à deux paramètres.

3.3.2.1 Mixage

La forme générale de la loi de mixage est la suivante (Balayn, 2001) :

$$\begin{pmatrix} M_a \\ d_{50a} \\ \sigma_a \end{pmatrix} \oplus \begin{pmatrix} M_b \\ d_{50b} \\ \sigma_b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M = M_a + M_b \\ d_{50} = d_{50a} \frac{M_a}{M_a + M_b} \times d_{50b} \frac{M_b}{M_a + M_b} \\ \sigma = \sigma_a \frac{M_a}{M_a + M_b} \times \sigma_b \frac{M_b}{M_a + M_b} \end{pmatrix} \quad (3.19)$$

3.3.2.2 Démixage

Le concept du démixage tient dans le fait que les particules les plus fines transiteront plus facilement vers l'aval alors que les particules grossières vont plus facilement se déposer dans la couche active. Pour représenter ce phénomène, la formulation de Sternberg (1875) qui considère que le diamètre des sédiments décroît de l'amont vers l'aval selon une loi exponentielle a été adoptée :

$$d = d_0 \exp(-\alpha_d x) \quad (3.20)$$

où α_d est un coefficient de décroissance sédimentaire et x la distance longitudinale. De la même manière, l'évolution du facteur d'étendue granulométrique est supposée suivre également une loi exponentielle.

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-\alpha_\sigma x) \quad (3.21)$$

où α_σ est un coefficient de ségrégation sédimentaire.

L'extraction de la population de sédiments fins (masse M_f de la masse totale M) induit donc l'évolution des caractéristiques sédimentaires suivante :

$$\begin{cases} d_{50f} = d_{50} \times \exp \left[\frac{\Delta x}{L_{ad}} \times \frac{\sigma - 1}{\sigma} \times \frac{M - M_f}{M} \right] \\ \sigma_f = \sigma \times \exp \left[-\frac{\Delta x}{L_{a\sigma}} \times \frac{\sigma - 1}{\sigma} \times \frac{M - M_f}{M} \right] \end{cases} \quad (3.22)$$

où L_{ad} et $L_{a\sigma}$ sont les distances de chargement relatives à l'évolution du diamètre médian et à l'évolution de l'étendue granulométrique, respectivement.

Similairement, l'extraction de la population de sédiments plus grossiers (masse $M_c = M - M_f$ de la masse totale M) induit donc l'évolution des caractéristiques sédimentaires suivante :

$$\begin{cases} d_{50c} = d_{50} \times \exp \left[-\frac{\Delta x}{L_{ad}} \times \frac{\sigma - 1}{\sigma} \times \frac{M - M_c}{M} \right] \\ \sigma_c = \sigma \times \exp \left[\frac{\Delta x}{L_{a\sigma}} \times \frac{\sigma - 1}{\sigma} \times \frac{M - M_c}{M} \right] \end{cases} \quad (3.23)$$

L'opération de démixage est cohérente avec le mixage. En effet, l'opération inverse qui consiste à mélanger les deux compartiments démixés selon les lois de mixage (Eq. 3.19) permet de retrouver les caractéristiques initiales.

3.3.2.3 Interprétation des distances de chargement L_{ad} et $L_{a\sigma}$

Dans les formules précédentes, les deux distances de chargement L_{ad} et $L_{a\sigma}$ sont deux paramètres locaux qui reflètent l'effet du tri granulométrique. Ils dépendent de plusieurs

facteurs comme les conditions hydrauliques, le débit solide, la granulométrie et la lithologie des sédiments (Camenen *et al.*, 2015a). Physiquement, le tri granulométrique ne peut exister que sur une longueur suffisante et L_{ad} et $L_{a\sigma}$ sont nécessairement supérieures à la distance de chargement L_a . Morris et Williams (1999) ont montré que le terme $1/\alpha_d$ (cf. Eq. 3.20) est proportionnel à la longueur L_{eq} du tronçon en équilibre morphologique (cf. Fig. 3.7). À partir des équations 3.22 et 3.23, il est possible d'en déduire $L_d \propto 1/\alpha_d \propto L_{eq}$ (Béraud, 2012; Camenen *et al.*, 2015a). Les données de Morris et Williams (1999), ainsi que quelques données plus récentes incluant aussi une estimation de α_σ (Toro-Escobar *et al.*, 2000; Ferguson *et al.*, 2001; Gomez *et al.*, 2001; Surian, 2002) ont été tracées en fonction de la longueur d'équilibre du tronçon L_{eq} (Fig. 3.7). Il apparaît que $\alpha_\sigma \propto 1/L_{eq}$ même si les incertitudes sont plus élevées que pour α_d . A l'exception du cas des expériences de Seal *et al.* (1997) ($1/\alpha_d \approx 10^3$), on peut observer que $1/\alpha_d > 1/\alpha_\sigma$, ce qui induit que $L_{a\sigma} \propto L_{eq}$ et $L_{a\sigma} \geq L_{ad}$.

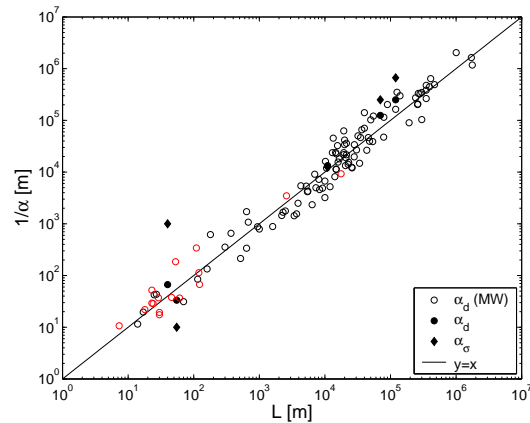


FIGURE 3.7 – Estimation du coefficient α_d en fonction de la longueur du tronçon à l'équilibre L_{eq} (α_d (MW) correspond aux données de Morris et Williams (1999), les données en rouge correspondent à des valeurs négatives).

3.3.3 Affinement longitudinal

Un cas test très intéressant pour la validation du tri granulométrique est l'expérience de Seal *et al.* (1997). Cette expérience a consisté à créer un affinement granulométrique pour un lit en exhaussement en injectant une masse sédimentaire de granulométrie étendue à l'amont d'un canal soumis à un écoulement permanent induisant une capacité de transport inférieure à l'apport.

Béraud *et al.* (2011) ont modélisé ces expériences à l'aide du code de calcul RubarBE. Si cette expérience a permis de valider la capacité du modèle à reproduire l'évolution des fonds (cf. Fig. 3.8a), elle a surtout permis de valider sa capacité à reproduire un affinement longitudinal à partir d'une représentation à deux paramètres (cf. Fig. 3.8b). La décroissance de d_{50} et la relative invariance de σ avec la distance de l'apport sont tout à fait cohérents avec les données expérimentales même si le choix des caractéristiques initiales de l'apport affecte les résultats. Toro-Escobar *et al.* (1997) ont ainsi indiqué qu'il était utile d'omettre

les sédiments les plus fins de la granulométrie des sédiments injectés car ces derniers ont été transportés directement en suspension et n'ont pas joué sur l'évolution des fonds. Les valeurs prises pour L_{ad} et $L_{a\sigma}$ ($L_{ad} = 10\text{m}$ et $L_{a\sigma} = 100\text{m}$) sont tout à fait cohérentes avec l'interprétation proposée (paragraphe 3.3.2.3) car $L_{eq} = 45\text{m}$ pour cette expérience.

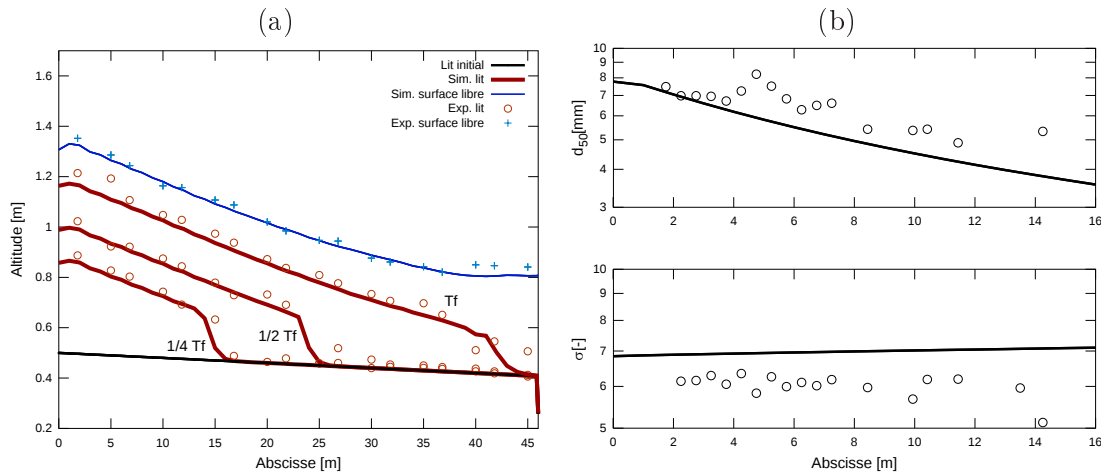


FIGURE 3.8 – Comparaison des résultats du code de calcul RubarBE et les données expérimentales de Seal *et al.* (1997, run 2)) pour une expérience d'exhaussement : (a) évolution des fonds, (b) évolution des caractéristiques sédimentaires.

3.3.4 Formation d'une couche armurée

Le second cas de tri granulométrique le plus courant dans la nature est la formation d'une couche armurée. L'armurage consiste en un accroissement du diamètre médian de la couche de surface du lit d'une rivière du fait d'un transport sédimentaire partiel. Il apparaît généralement lors de périodes de débit faible où les contraintes au fond sont trop faibles pour mettre en mouvement les particules les plus grossières du lit de la rivière. Dans les cas particuliers où une dérivation du débit a été créée (tronçon court-circuité pour la navigation ou l'hydro-électricité), la remobilisation des particules les plus grossières formant le lit se fait de plus en plus rare et l'armurage peut s'organiser (orientation des particules selon l'écoulement), voire même se consolider (liant bio-chimique) formant ainsi un pavage où les caractéristiques de la couche de surface du lit sont nettement différentes de celles des couches inférieures.

Dans le cadre du projet Interreg "Redynamisation du Vieux-Rhin", l'équipe d'Andreas Dittrich (Braunschweig, Allemagne) a réalisé des expériences de laboratoire reproduisant la formation d'un armurage et le transport de sédiments sur une couche armurée (Koll *et al.*, 2010; Koll et Koll, 2012). L'expérience d'armurage consistait à appliquer sur un lit composé d'une granulométrie étendue une contrainte inférieure à la contrainte critique de mise en mouvement des plus grossiers. Il s'agissait donc d'appliquer un débit permanent tel qu'aucun ajustement de pente ne se produisait dans l'expérience mais uniquement une érosion continue. L'expérience de référence a ainsi duré 2,5 semaines et a engendré une érosion moyenne du lit de 36 mm ainsi qu'une modification des caractéristiques sédimentaires :

- état initial : $d_{50} = 14.5$ mm et $\sigma = 3.2$
- état final : $d_{50} = 23.0$ mm et $\sigma = 1.5$

La reproduction de cet armurage a été possible avec le code de calcul RubarBE en calant l'épaisseur de la couche active (Parker, 1991a,b; van Niekerk *et al.*, 1992) :

$$\delta_{AL} = \min\left(\frac{\tau}{\tau_{cr}}; 1\right) e_{AL} d_{84} \quad (3.24)$$

Des résultats cohérents ont été obtenus avec $e_{AL} = 0.5$ mais ces derniers restent sensibles au choix des longueurs de chargement L_a , L_{ad} et $L_{a\sigma}$ et au choix de la formule de capacité de transport (Béraud, 2012).

La seconde partie de l'expérience de Koll *et al.* (2010) consistait à mieux appréhender les possibles interactions entre une injection de sédiments et la couche armurée sous-jacente. Ceci correspondait en effet aux questionnements avant l'injection de sédiments réalisée en 2010 dans le Vieux-Rhin afin de réactiver la dynamique sédimentaire. Il est apparu qu'une partie des particules s'infiltraient dans la couche armurée sans pour autant la déstabiliser. Ceci s'est traduit par un certain ralentissement de la propagation des traceurs (injection de sédiments) comme présenté Fig. 3.9. La reproduction de ce phénomène avec le logiciel RubarBE a été possible en modifiant les conditions de création d'une nouvelle couche ou fusion de deux couches (Fig. 3.9). Le logiciel fusionne ainsi deux couches si les caractéristiques sédimentaires sont similaires ou si l'épaisseur de la couche de surface est très faible et les sédiments les plus grossiers (d_{84}) la constituant sont plus petits que le d_{16} de la couche armurée.

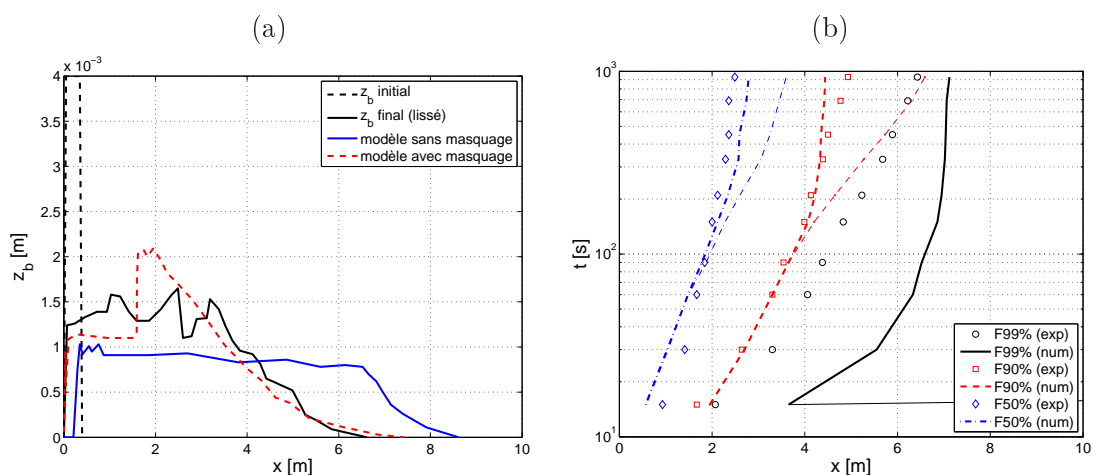


FIGURE 3.9 – Comparaison des résultats du code de calcul RubarBE et les données expérimentales de Koll *et al.* (2010, (run 2)) pour une expérience de transport de traceurs sur un lit armuré : (a) évolution des fonds, (b) évolution de la position du front de traceurs exprimée respectivement à 50%, 90% et 99% de la masse de traceurs (en trait fin sont représentés les résultats avec le modèle sans masquage).

3.3.5 Couplage des processus liés aux fines et aux grossiers

L'équation de conservation de la masse (Eq. 1.2) est sensée permettre un couplage entre le transport sédimentaire par charriage et suspension graduée (estimé à partir de formules de capacité) et le transport sédimentaire en suspension quasi-homogène (estimé à partir d'une résolution des échanges au fond $P - D$). Le challenge d'un tel couplage demeure dans l'estimation de l'évolution des caractéristiques sédimentaires des couches formant le lit. Une première approximation peut être de clairement distinguer les bandes actives pour ces deux classes sédimentaires, soit des possibles échanges avec le fond pour les grossiers dans le chenal (lit mineur hydraulique) uniquement, pour les fins sur les bancs et berges (lit moyen/majeur hydraulique) uniquement. Cependant, cette hypothèse n'est plus valable pour les retenues de barrage au fil de l'eau où un tri granulométrique est généralement observé. Ce tri est la conséquence du remous lié à la retenue. Cependant, lors d'événements exceptionnels (crues extrêmes, chasses de barrage), il y a un transport des sédiments les plus grossiers créant un système complexe avec des avancées en nappe de sédiments grossiers et la formation de couches de sédiments de granulométrie très différente. Comme discuté précédemment, il existe déjà des critères proposés dans le modèle RubarBE qui, selon les caractéristiques granulométriques des sédiments en phase de dépôt, va induire la création d'une nouvelle couche ou le mélange avec la couche de fond. Cependant, ceci semble difficilement applicable pour les sédiments très fins qui peuvent s'infiltrer dans les pores d'un lit plus grossier mais aussi se consolider sur le long terme etc. Une modélisation numérique intégrant ces deux dynamiques semble a priori faisable en les découplant pour les échanges avec le fond. C'est une problématique étudiée par Lucie Guertault dans le cadre de sa thèse sur la dynamique de la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône.

3.4 Morphodynamique d'un système de bancs alternés dans une rivière alpine : l'Arc en Maurienne

Le site atelier Arc-Isère est intéressant non seulement pour l'étude de la dynamique des sédiments fins (*cf.* paragraphe 2.6) mais aussi pour l'étude de formes sédimentaires. En effet, l'Arc en Maurienne et l'Isère sont des rivières à galets endiguées fortement aménagées. De fait de la réduction de la bande active, on retrouve régulièrement le long de ces rivières des systèmes de bancs de galets alternés. Deux thèses ont été dédiées à l'étude de la dynamique des bancs de galets sur l'Arc en Maurienne : celle de Magali Jodeau (Jodeau, 2007) que j'ai pu suivre sur sa dernière année et celle de Mohamed Jaballah (Jaballah, 2013) que j'ai encadrée.

3.4.1 Genèse et devenir d'un système de bancs alternés sur l'Arc

Une étude d'un tronçon d'environ 10 km situé en amont de Ste-Marie-de-Cuines (*cf.* carte Fig. 2.11) a été réalisée à partir de photographies aériennes et d'un certain nombre de relevés topographiques (Jaballah *et al.*, 2015a). Ce système de bancs alternés apparaît comme un système forcé du fait de la présence d'un virage à l'amont du tronçon initiant

un forçage aval mais aussi du fait de la présence d'une pile de pont à l'aval initiant un forçage amont (cf. Fig. 3.10a). On observe en effet des bancs stables juste à l'aval du virage et à l'amont du pont (cf. Fig. 3.10b). Les modèles de [Struikma *et al.* \(1985\)](#); [Crosato et Mosselman \(2009\)](#) indiquent clairement que le système est super-résonnant et donc propice à la formation de bancs du fait du forçage aval. Dans le cas d'un forçage amont, les conditions indiquées par [Zolezzi et Seminara \(2001\)](#); [Zolezzi *et al.* \(2005, 2009\)](#) semblent aussi respectées, *i.e.* un ratio largeur sur profondeur $\Lambda = B/D$ élevé. Cependant, les conditions de formation d'un système de bancs alternés libres sont aussi généralement basées sur le coefficient $\Lambda = B/D$. Pour les rivières à graviers, le critère proposé est $\Lambda > \lambda_{cr}$ avec $12 < \lambda_{cr} < 20$ ([Ikeda, 1984](#); [Jaeggi, 1984](#); [Colombini *et al.*, 1987](#)). En supposant comme état initial pour le tronçon étudié une section rectangulaire plane, l'application de la formule de Manning-Strickler donne $\Lambda = 37$. Il est donc probable que le système inclut aussi des bancs libres pouvant ainsi expliquer la dynamique des bancs situés au milieu du tronçon (cf. Fig. 3.10b). Le traitement d'un levé Lidar a aussi permis de distinguer a priori les bancs forcés (longs et volumineux) des bancs libres (courts et peu volumineux). La présence des bancs a aussi pu être expliquée du fait que les apports sédimentaires étaient suffisants contrairement au tronçon en amont du virage qui subit une érosion générale.

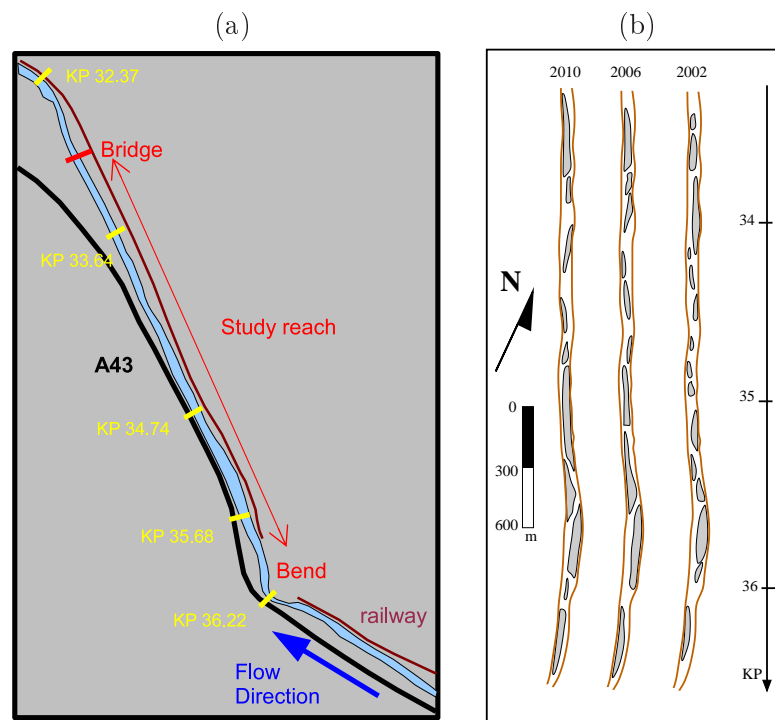


FIGURE 3.10 – Carte schématique du tronçon de l'Arc étudié (a) et évolution en plan du système de bancs alternés d'après les photos aériennes de 2002, 2006 et 2010 (b).

Le tronçon étudié a d'autant plus d'intérêt qu'il a été remodelé (aplané et réduit à environ 50 m sur la largeur entre digues) entre 1994 et 1996 suite à la construction de l'autoroute A43. Ceci a permis de comparer les deux configurations à l'équilibre mais aussi d'étudier la dynamique de formation des bancs suite aux travaux. On a ainsi pu observer

que les bancs se développaient très vite (en quelques années) même sans occurrence de crue importante (*cf.* Fig. 3.11a). Le nombre de bancs a ensuite été réduit de moitié en une dizaine d'années en lien avec une croissance de la taille de ces bancs (voir aussi Fig. 3.10b). La dynamique de ces bancs est aussi apparue très reliée à la présence d'îles entre deux bancs alternés.

Le modèle de [Struiksmas *et al.* \(1985\)](#) modifié par [Crosato et Mosselman \(2009\)](#) a été appliqué sur le tronçon étudié (*cf.* Fig. 3.11b). Ce modèle dépend principalement de deux paramètres :

- le paramètre d'interaction I_p défini comme le rapport entre la longueur d'adaptation des perturbations transversale du lit λ_s et la longueur d'adaptation de l'écoulement λ_w :

$$I_p = \frac{\lambda_s}{\lambda_w} = \frac{2g\Lambda^2}{C_h^2 m \pi^2} f(\theta) \quad (3.25)$$

où C_h est le coefficient de Chézy, $f(\theta)$ est une relation empirique tenant compte des effets d'une pente transversale, et m le mode de la rivière ($m = 1$: système de bancs alternés, $m = 2$: système de bancs symétriques alternés avec un banc central).

- le degré de non-linéarité du transport sédimentaire par rapport à la vitesse moyenne de l'écoulement b , qui peut-être exprimé à partir d'une formule de transport sédimentaire comme celle de [Camenen et Larson \(2005\)](#)

$$b = 3 \left(1 + \frac{2c_{CL} \theta_{cr}}{3 \theta} \right) \quad (3.26)$$

avec $c_{CL} = 4.5$ paramètre de la formule de [Camenen et Larson \(2005\)](#), *cf.* Eq. 2.20.

Il s'est avéré que le modèle est très sensible à ces paramètres pour la prédiction de la longueur d'onde des bancs alternés mais aussi pour la prédiction du mode du système m . Cependant, le modèle indique des résultats cohérents avec les observations.

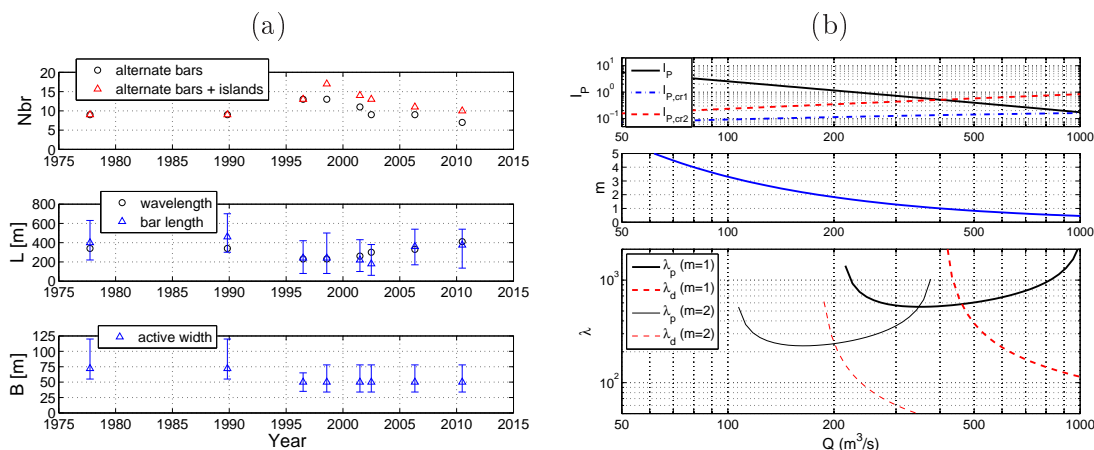


FIGURE 3.11 – Évolution temporelle des caractéristiques du système bancs alternés (a) et application du modèle de [Crosato et Mosselman \(2009\)](#) sur le tronçon de l'Arc étudié (b).

La plupart des modèles théoriques suppose un débit constant et des bancs constamment submergés. De très fortes non-linéarités apparaissent lorsque ces conditions ne sont pas respectées et ont généralement pour conséquence d'atténuer la dynamique ([Colombini *et al.*](#),

1987; Tubino, 1991; Kleinhans et van den Berg, 2011). Jaballah *et al.* (2015a) ont ainsi proposé un modèle conceptuel afin d'expliquer la fusion entre une île et un banc adjacent ainsi que la transition entre un système de bancs alternés et un système confiné divaguant pouvant expliquer une longueur de banc supérieure à la longueur d'onde du système (Fig. 3.12).

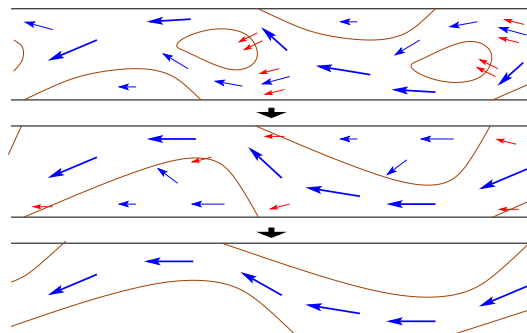


FIGURE 3.12 – Modèle conceptuel de l'évolution du système de barres alternées du fait de la variabilité des débits (système avec île -haut- ; système de bancs alternés -milieu-, système divaguant confiné -bas-).

Il est aussi important de rappeler le potentiel impact de la végétation sur la stabilisation d'un tel système (Asaeda et Rashid, 2012; Francalanci *et al.*, 2012) en particulier dans le cas d'une rivière alpine très chargée en suspension de lessivage comme l'Arc. La problématique de la végétalisation des bancs est très forte sur l'Isère car cette végétalisation s'auto-entretient (facilite les dépôts de fines donc l'exhaussement des bancs et induit une érosion du chenal) et donc accroît le risque d'inondation (Allain Jegou, 2002, thèse de Camille Jourdain, LTHE, 2013-2016). Il existe une forte crainte que cette végétalisation se propage sur l'Arc. Une étude de la dynamique des bancs sur l'ensemble de l'Arc et de l'Isère est une perspective de projet qui pourra être alimentée par les récentes données Lidar sur l'Arc et l'Isère. Leur traitement en collaboration avec Lionel Pénard et l'outil Aprim (Pénard et Morel, 2012) pourront en effet apporter quelques réponses à la compréhension de cette dynamique.

3.4.2 Un suivi sur une décennie du banc de galet MJ

Le banc MJ a été nommé ainsi suite aux initiales des deux doctorants (Magali Jodeau, 2004-2007, et Mohamed Jaballah, 2010-2013) qui l'ont étudié. Le banc MJ est situé en rive gauche de l'Arc ; il a une longueur d'environ 500 m pour une largeur moyenne de 30 m. Il est caractérisé par un chenal secondaire en bord de digue ainsi que par deux ou trois chenaux transverses connectant le chenal secondaire au chenal principal (*cf.* Fig. 2.13a). La granulométrie de surface varie du galet décimétrique en tête de banc et dans les chenaux transverses au sable fin en queue de banc, en passant par des graviers sur la partie médiane (*cf.* paragraphe 2.6.7 et Fig. 2.13). Il correspond au banc le plus aval du système de bancs alternés étudié (*cf.* paragraphe précédent 3.4.1). Son absence de mobilité serait donc a priori liée à un forçage amont lié à la pile de pont située 500 m en aval. Cela a ainsi permis

une comparaison pluri-annuelle plus aisée de la dynamique locale du banc par rapport au chenal principal et la configuration du système à l’amont immédiat du banc (Jodeau, 2007; Jaballah, 2013). L’étude a ainsi commencé en 2005 et s’est terminée en 2014. Le banc a en effet été arasé en 2014 suite aux dégâts sur la digue engendrés par la crue de juin 2013. Sur l’ensemble de cette période, l’impact sur le banc des principaux événements a pu être étudié (cf. Fig. 3.13), soit les crues de septembre 2006 (crue annuelle, $Q_{max} \approx 160 \text{ m}^3/\text{s}$), mai 2008 (crue de période de retour 15 ans, $Q_{max} \approx 500 \text{ m}^3/\text{s}$), juin 2010 (crue annuelle, $Q_{max} \approx 160 \text{ m}^3/\text{s}$) et juin 2013 (crue de période de retour 5 ans, $Q_{max} \approx 350 \text{ m}^3/\text{s}$) ainsi que les chasses de barrages de 2006, 2007, 2009, 2010, 2011 et 2012 (équivalent à une crue annuelle, $Q_{max} \approx 130 \text{ m}^3/\text{s}$).

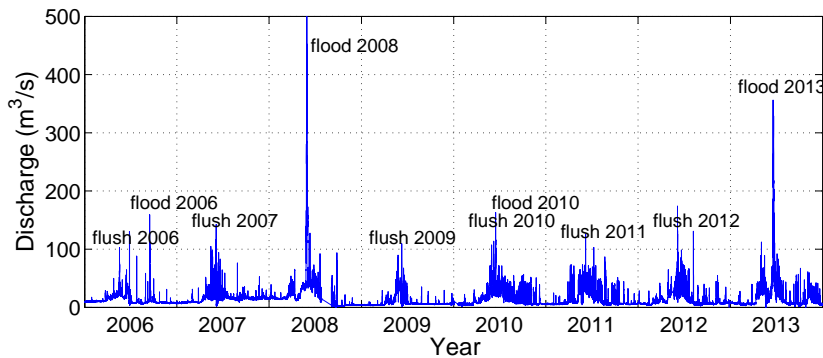


FIGURE 3.13 – Chronique de débit mesurée à Pontamafrey à 8 km en amont du banc de galet (cf. Fig. 2.11 pour localisation).

L’étude du banc MJ a induit une réflexion importante sur la méthodologie de mesure in situ pour décrire le banc à partir d’un nombre de points limités (Jaballah *et al.*, 2015b). En effet, les premières études ont été réalisées à l’aide d’un théodolite qui limitait fortement le nombre de points de mesure (en moyenne 0.03 points/m²). L’apport d’une station DGPS a permis d’atteindre une moyenne d’environ 0.1 points/m², ce qui reste cependant loin de la densité de mesure des scans laser ou LIDAR (≈ 10 points/m²). Cependant, cette méthode reste moins coûteuse, plus souple et surtout permet de réaliser des mesures sous l’eau. La méthodologie proposée se base sur les travaux de French et Clifford (2000) et suit une réflexion allant de la stratégie de mesure in situ jusqu’au maillage d’un modèle numérique 2D. Elle consiste à représenter au moins les chenaux (principal et secondaires) à l’aide de transects ainsi que toute rupture de niveau afin d’optimiser l’interpolation selon des lignes directrices qui suivent l’écoulement (Jaballah *et al.*, 2015c).

L’étude a permis de mettre en évidence l’impact de la crue de 2008 qui a fortement érodée le chenal principal alors que le bilan sédimentaire pour le banc est plutôt positif même si ce dernier a été fortement remanié (Camenen *et al.*, 2009; Jaballah *et al.*, 2015c), impliquant un “perchage” du banc et donc une mise en eau des chenaux secondaires beaucoup plus difficile (Jaballah *et al.*, 2015c). Une présentation des évolutions topographiques du banc MJ suite aux principaux événements hydrologiques de la période étudiée est donnée en figure 3.14. La dynamique du banc semble ainsi avoir été très fortement réduite après

la crue de 2008 d'autant plus que suite aux événements de 2010 (chasse suivie d'une crue), le principal écoulement à l'amont est passé de rive gauche à rive droite.

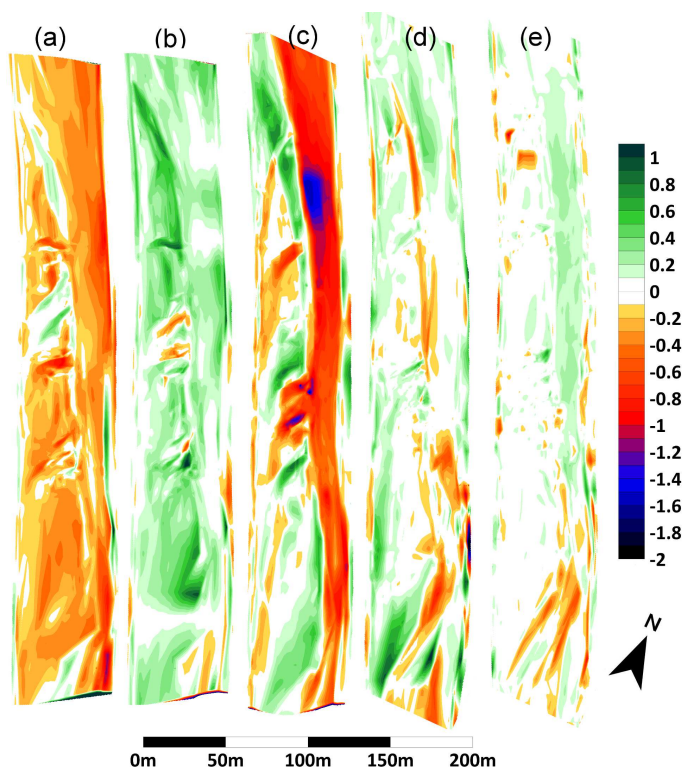


FIGURE 3.14 – Evolutions topographiques du banc MJ suite à la chasse de 2006 (a), la crue de 2006 (b), la crue de 2008 (c), la crue de 2010 (d) et la crue de 2012 (e).

Cependant, l'impact sur le banc MJ des chasses de barrages s'est avéré constant tout au long de cette étude (*cf.* Fig. 3.15a). En effet, une érosion modérée du banc et du chenal est généralement observée à exception de la chasse de 2006 (érosion élevée) et de la chasse de 2013 (dépôt modéré). Le chenal est de plus toujours plus dynamique que le banc sans doute du fait des contraintes plus élevées qui y sont observées. En s'inspirant de la pratique des chaînes d'érosion [Laronne *et al.* \(1994\)](#), le bilan sédimentaire au niveau du banc MJ a pu être relié au paramètre hydraulique β décrivant la forme d'un événement hydraulique :

$$\beta = \frac{\int Q^+ dt}{\int Q^- dt} \quad (3.27)$$

où Q^+ et Q^- correspondent aux volumes d'eau s'étant écoulement pendant la montée de crue ($\partial Q/\partial t > 0$) et respectivement la descente de crue ($\partial Q/\partial t < 0$). Cette corrélation mérite d'être confirmée mais apparaît tout à fait cohérente pour un court tronçon en équilibre par rapport aux apports sédimentaires.

Il existe encore de nombreux points de réflexion quant à la formation et la position des chenaux transverses. Une discussion a ainsi été proposée sur le potentiel impact des antidunes observées le long de certains bancs de l'Arc pour un débit d'environ $200 \text{ m}^3/\text{s}$ ([Camenen *et al.*, 2009](#)). Aussi, si les effets granulométriques ont été abordés, en particulier la dynamique des dépôts de fines sur le banc ([Jodeau, 2007](#); [Camenen *et al.*, 2013b](#)),

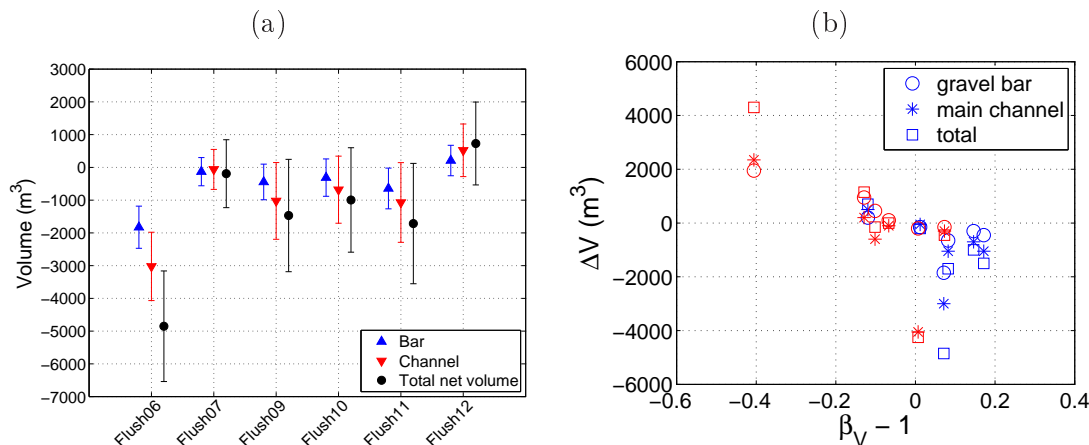


FIGURE 3.15 – Bilans morphologiques du banc de galets suite à différentes chasses des barrages de l’Arc (a) et relation entre le coefficient β_V caractérisant la forme de l’hydrogramme avec les bilans événementiels (en rouge : chasses ; en bleu : crues naturelles) (b).

l’impact de la granulométrie sur la dynamique d’un banc reste peu compris. Il existe un tri granulométrique et une variabilité de la granulométrie qui peut être reliée aux conditions hydrauliques locales (Church et Jones, 1982; Dietrich et Smith, 1984; Lisle et Madej, 1992; Wood et Armitage, 1999). Cependant, l’impact des conditions sédimentaires sur la dynamique globale du banc reste à discuter. Les modélisations numériques de la dynamique sédimentaire du banc MJ ont montré que les résultats étaient très sensibles aux apports sédimentaires amont (en qualitatif et quantitatif) ainsi qu’à la description des couches sédimentaires du banc (Jodeau, 2007; de Linares, 2007; Jaballah, 2013).

3.5 Perspectives de recherche sur la partie « Évolution des fonds et morphodynamique »

De la même manière que pour l’étude du transport sédimentaire, mes principaux apports et travaux en terme d’évolution des fonds et morphodynamique tournent autour de la rivière Arc (Jaballah *et al.*, 2015a,b,c). Cependant, par la modélisation numérique, certaines réflexions ont pu être faites avec une application sur d’autres rivières comme la Loire Moyenne (Latapie, 2011; Latapie *et al.*, 2014a; Camenen *et al.*, 2015c), le Vieux-Rhin (Béraud, 2012; Béraud *et al.*, 2015; Camenen *et al.*, 2015c), le Danube (Rambert, 2013) ou l’Ain (CDD de Grégoire Naudet). Les principaux points de recherche en morphodynamique que j’aimerais développer dans les années futures sont les suivants :

- la compréhension de la formation et dynamique des bancs de galets alternés. Nos travaux initiés suite à la thèse de Mohamed Jaballah ont montré l’intérêt du site Arc-Isère pour ce type de formations sédimentaires. Des collaborations avec Guido Zolezzi (université de Trente, Italie) et Pablo Tassi (LNHE-EdF, Chatou) permettront l’utilisation (voire le développement) de modèles analytiques et numériques pour étudier l’impact de la granulométrie et des conditions hydrauliques sur la for-

mation et l'évolution des bancs alternés. Les récentes données Lidar et photographies aériennes seront utilisées à l'aide du logiciel Aprim développé par Lionel Pénard (Irstea Lyon) pour créer une base de données sur les caractéristiques des bancs de galets de l'Arc et de l'Isère (surface, volume, surface végétalisée, etc.). La récente acquisition d'un drone par notre unité de recherche sera aussi utile à cette étude. Ainsi, en lien avec la thèse de Camille Jourdain (LTHE, 2013-2016) l'impact de la végétation sur leur dynamique pourra être discuté à l'échelle des vallées de l'Arc et l'Isère.

- la modélisation numérique de processus morphologiques. Certaines avancées ont pu être réalisées sur la modélisation 1D et 2D avec les logiciels RubarBE et Rubar20TS développés par André Paquier (Irstea Lyon) mais mériteraient encore d'être validés. En particulier, en 1D, les répartitions des dépôts et érosions sur une section ont un fort impact sur l'évolution des fonds. En lien avec les nombreuses injections de sédiments réalisées par exemple sur le Vieux-Rhin ou l'Ain dans le cadre d'opérations de restauration de la dynamique sédimentaire et amélioration des habitats, les processus impliquant la déformation d'un banc artificiel (sapement de berge, érosion lors de submersion etc.) restent encore mal compris et difficiles à modéliser. Enfin, la reproduction du tri granulométrique et les échanges avec le lit méritent encore une attention en particulier pour reproduire la morphodynamique de rivières comme l'Arc, en particulier pour la formation d'un armurage. Ce dernier point a été abordé au cours de la thèse de Béraud (2012) mais mérite encore d'être validé. A plus long terme, il sera aussi intéressant de monter des expériences de laboratoire sur cette problématique dans le hall hydraulique d'Irstea.
- la caractérisation des formes de fonds. Concernant les rivières sableuses, les formes de fonds (rides, dunes) ont un très fort impact sur la dynamique plus globale d'une rivière (Claude *et al.*, 2012, 2014). Nous avons acquis une certaine quantité de données sur des rivières sableuses (Mékong, Amazone). Dans le cadre de l'OSR (Observatoire des Sédiments du Rhône), des études sont de plus prévues sur l'Isère aval ainsi que sur le Rhône aval. Cette base pourra être utile pour la compréhension des caractéristiques et la dynamique de ces formes de fond ainsi que leur impact sur la rugosité de fond (*cf.* discussion paragraphe 2.1.5). Les échanges avec le lit et le tri granulométrique sont des paramètres très importants pour reproduire la dynamique des dunes (Blom *et al.*, 2008) mais aussi des antidunes (Recking *et al.*, 2009). Des mesures complémentaires de laboratoire mais aussi de terrain semblent nécessaires pour mieux comprendre l'impact d'une granulométrie étendue sur les caractéristiques de ces formes de fond.

Chapitre 4

Conclusion et perspectives de recherche

Mes axes de recherche depuis mon arrivée au Cemagref (devenu aujourd'hui Irstea) étaient centrés sur la mesure de terrain, en particulier sur la rivière Arc (thèses de Germain [Antoine \(2013\)](#), et Mohamed [Jaballah \(2013\)](#)), et la modélisation numérique unidimensionnelle avec des apports sur les développements de RubarBE (thèses d'Audrey [Latapie \(2011\)](#) et Claire [Béraud \(2012\)](#)), Adis-TS (thèse de Lucie Guertault, 2013-2015) et Courlis (thèse de Germain [Antoine \(2013\)](#)). Avec la construction du nouveau laboratoire d'hydraulique et d'hydromorphologie d'Irstea et l'arrivée de Céline Berni dans l'équipe, je vais pouvoir m'impliquer un peu plus dans l'expérimentation de laboratoire, avec notamment la thèse d'Emeline Perret (2014-2017) tout en conservant un pied sur l'expérimentation de terrain et la modélisation. Une des grandes richesses de l'unité Hydrologie-Hydraulique est cette dynamique de recherche sur trois niveaux : terrain, laboratoire et modélisation numérique. Mes travaux se situent à la croisée de ces approches en partant du terrain pour appréhender les phénomènes à grande échelle, mettre en exergue les processus clés, en utilisant l'expérimentation de laboratoire pour étudier plus en détails ces processus pour enfin alimenter les codes de calcul numérique en proposant des modèles permettant de reproduire les processus étudiés à différentes échelles.

4.1 Expérimentation de terrain

Concernant l'expérimentation de terrain, je compte continuer à m'investir sur le site Arc-Isère. Deux principales pistes de travail apparaissent à l'heure actuelle sur ce site :

- Profiter des chasses de l'Arc pour expérimenter des méthodes de mesure et outils afin d'estimer la dynamique sédimentaire in situ. En particulier, en lien avec la thèse d'Emeline Perret, une étude de l'impact du colmatage du lit sur le début de mise en mouvement des galets sera mise en place avec un protocole similaire à 2014 ([Camenen *et al.*, 2015b](#)). Des pistes de réflexion tournent aussi autour de la mesure du transport sédimentaire sableux dans une rivière comme l'Arc (prélèvements, outil acoustique en collaboration avec Jérôme Le Coz), ainsi que la mesure du fond du lit en continu

lors de l'événement de crue.

- En collaboration avec Lionel Pénard, utiliser les levés Lidar et photographies aériennes pour appréhender la dynamique des bancs de galets à l'échelle de l'Arc et de l'Isère. Ce travail pourra faire l'objet d'une thèse en se focalisant en particulier sur l'impact de la végétation et de la granulométrie sur cette dynamique. Des campagnes de mesure de la granulométrie de surface des bancs de galets sont envisageables à partir d'un drone et d'un traitement des photographies (Camenen *et al.*, 2013b). Enfin, l'application et le développement de modèles analytiques et numériques permettra une meilleure interprétation des processus clés régissant la dynamique de ces bancs.

Un dernier point sur lequel je compte m'impliquer est la mesure de la suspension graduée de sable dans les grandes rivières en distinguant tout particulièrement la dynamique sableuse sur un lit de graviers et sur un lit sableux avec éventuellement des formes de fond. Ce travail se fera en multi-site principalement sur le Rhône dans le cadre de l'OSR (à Génissiat près de la frontière suisse, au niveau de la confluence avec l'Isère et à Barcarin en aval sur le delta du Rhône) mais aussi sur d'autres grandes rivières (Mékong, Amazone) pour lesquelles des campagnes de mesure ont été réalisées dans le cadre de collaborations diverses. La méthodologie de mesure s'appuiera principalement sur les prélèvements (bouteille Niskin, bouteille de Delft) et le traitement de la rétro-diffusion du signal acoustique ADCP. Cette dernière partie se fera en lien avec une thèse débutant à l'automne 2015 (encadrement Jérôme Le Coz et Céline Berni).

4.2 Expérimentation de laboratoire

Nous avons maintenant un hall d'expérimentation fonctionnel et des premières expérimentations en transport sédimentaire ont été mises en place sous la direction de Céline Berni, avec en particulier le postdoctorat d'Albert Herrero (2014-2015) sur l'infiltration de fines dans un lit de graviers et la thèse d'Émeline Perret (2014-2017) que je co-encadre sur le début de mise en mouvement des graviers dans un lit colmaté. Ces travaux ont l'originalité d'être réalisés dans un canal inclinable de grande taille (18 m × 1 m) avec la possibilité d'une recirculation des sédiments fins en circuit fermé. Un premier point sur lequel nous travaillons actuellement est l'influence de l'état du lit sur l'estimation du seuil de mise en mouvement, en différenciant tout particulièrement un lit créé artificiellement d'un lit remanié par l'écoulement, voire créé sous un écoulement (Cooper et Tait, 2009).

En parallèle, j'ai soumis un projet en collaboration avec Pierre Francus (INRS, Québec, Canada) qui devra nous permettre de réaliser des expériences dans un canal hydraulique placé dans un scanographe tomodynamométrique. Ce dernier permet d'observer les variations de densité et de porosité au sein du sédiment, de la couche limite (ou couche de charriage) et de la colonne d'eau. Ceci nous permettra d'appréhender plus finement les processus d'infiltration et de remise en suspension des matériaux fins dans une matrice grossière.

A plus longue échéance, des expériences de laboratoire sur la morphodynamique des rivières avec une granulométrie étendue sont envisageables dans le canal à pente variable

ou dans le canal large (18 m \times 1 m avec une pente fixe d'environ 0.1%). L'impact des interactions entre classes de sédiments sur la morphodynamique des rivières reste méconnu, que ce soit pour un lit en tresses ou un lit avec un système de bancs alternés. Cependant, du fait des contraintes de laboratoire, en particulier des conditions aux limites amont et aval (hydrauliques mais aussi sédimentaires), ce type d'expérimentation est un réel challenge.

4.3 Modélisation

Enfin, en terme de modélisation, j'ai en tête un certain nombre d'actions et pistes de travail dans la continuité de mes travaux réalisés jusqu'ici :

- une mise en valeur des processus sédimentaires intégrés dans le modèle RubarBE et Rubar20TS. Un premier article a été préparé sur l'affinement granulométrique d'un lit en exhaussement (Camenen *et al.*, 2015a). Il reste encore à mettre en valeur les modèles sur la formation d'une couche armurée et le transport sédimentaire sur une couche armurée. Une réflexion sur les processus de sapement de berge sera aussi utile pour reproduire fidèlement l'érosion d'un banc de galets. Ceci est d'autant plus important que de nombreuses injections de sédiments sont proposées dans des rivières déficitaires pour rétablir une dynamique sédimentaire avec pour questionnement la capacité de la rivière selon les crues à remobiliser ces injections. Enfin, nous avons eu des résultats intéressants pour la modélisation à long terme avec un modèle 1D (Latapie, 2011). Ces travaux méritent d'être publiés en particulier pour la simplification de la géométrie et l'impact du choix de la répartition des dépôts et des érosions sur l'évolution des fonds (Latapie *et al.*, 2014b).
- une réflexion sur l'aspect stochastique du charriage. Les mesures à l'aide de traceurs Pit-Tags ont montré qu'il existait une forte dispersion dans la distance de parcours (Camenen *et al.*, 2010). Cette dispersion pourrait être reliée à la variabilité de la contrainte critique de mise en mouvement du fait de la position de la particule par rapport au lit mais aussi du fait de l'interaction entre différentes tailles de particule.
- une recherche plus approfondie sur l'interface charriage-suspension. Une des principales difficultés liées à la modélisation d'une suspension est la bonne représentation des échanges avec le lit, qui peut se représenter sous la forme d'une concentration de référence (modèle de capacité de transport pour les sables, *cf.* Eq. 2.32) ou sous la forme d'un terme d'érosion (modèle d'advection-dispersion, *cf.* Eq. 2.36), qui peut être aussi exprimé sous la forme d'une concentration d'équilibre (*cf.* Eq. 2.39). Ce travail pourra être réalisé grâce à des mesures de laboratoire en conditions contrôlées mais aussi grâce à des mesures acoustiques de terrain qui à terme permettront une description assez fine des profils de concentration et de vitesse. Un challenge sera alors de pouvoir quantifier l'impact local (instantané) et global (moyenné dans le temps) de la présence de formes de fond (rides, dunes).
- l'amélioration des modèles analytiques de bancs alternés. Suite à nos travaux sur le système de bancs alternés de l'Arc (Jaballah *et al.*, 2015a), nous avons pu appliquer certains modèles analytiques de formation de systèmes de bancs alternés et lits en

tresses. Si ces derniers apportent des hypothèses intéressantes sur les processus clés, ils apparaissent très sensibles à des paramètres peu maîtrisés comme l'instationnarité du débit, la variabilité spatiale de la granulométrie, la dépendance du débit solide au débit liquide etc. C'est donc un point sur lequel j'aimerais me plonger en collaboration avec Guido Zolezzi par exemple.

Bibliographie

- Alber A. et Piégay H. Spatial disaggregation and aggregation procedures for characterizing fluvial features at the network scale : application to the Rhône basin (France). *Geomorphology*, 125 :343–360, 2011.
- Allain Jegou C. *Relations végétation-écoulement-transport solide dans le lit des rivières, Etude de l'Isère dans le Grésivaudan*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 2002.
- Ancey C. Stochastic modeling in sediment dynamics : Exner equation for planar bed incipient bed load transport conditions. *J. Geophysical Res.*, 115(F00A11) :1–21, 2010.
- Ancey C., Böhm T., Jodeau M., et Frey P. Statistical description of sediment transport experiments. *Physical Review E*, 74(011302) :1–14, 2006.
- Ancey C., Davison A. C., Böhm T., Jodeau M., et Frey P. Entrainment and motion of coarse particles in a shallow water stream down a steep slope. *J. Fluid Mechanics*, 595 (011302) :83–114, 2008.
- Antoine G. *Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne. Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère*. PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble, France, 2013. 282 p.
- Antoine G., Camenen B., Jodeau M., et Esteves M. Assessment of the suspended sediment load due to dam flushing along the Arc and Isère rivers, France. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–10, Pékin, Chine, 2011. CD Rom.
- Antoine G., Jodeau M., Camenen B., et Esteves M. A settling velocity parameterization for sand/mud mixture in a 1D flow during a flushing event. Dans Murillo Muñoz R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, volume Reservoir Sedimentation, pages 371–378, San Jose, Costa Rica, 2012.
- Antoine G., Camenen B., Jodeau M., et Esteves M. Spatio-temporal dynamic of the suspended sediment flux due to dam flushing along the Arc and Isère rivers. *J. Hydrology*, (soumis), 2015.
- Armanini A. Non-uniform sediment transport : Dynamics of the active layer. *J. Hydraulic Res.*, 33(5) :611–622, 1995.

- Armanini A. et di Silvio G. A one-dimensional model for the transport of a sediment mixture in non-equilibrium conditions. *J. Hydraulic Res.*, 26(3) :275–292, 1988.
- Asaeda T. et Rashid M. H. The impacts of sediment released from dams on downstream sediment bar vegetation. *J. Hydrology*, 430-431 :25–38, 2012.
- Bagnold R. A. The nature of saltation and of ‘bed-load’ transport in water. *Proc. Royal Society of London*, 332(2) :473–504, 1973.
- Bagnold R. A. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proc. Royal Society of London, A*, 372(1751) :453–473, 1980.
- Bagnold R.A. An approach of sediment transport model from general physics. Technical Report 422-I, US Geol. Survey Prof. Paper, 1966.
- Bailard J.A. An energetic total load sediment transport model for a plane sloping beach. *J. Geophysical Res.*, 86(C11) :10938–10954, 1981.
- Balayn P. *Contribution à la modélisation numérique de l'évolution morphologique des cours d'eau aménagés lors de crues*. PhD thesis, Université Claude Bernard, Lyon 1, Lyon, France, 2001.
- Bass J. H. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46 :123–138, 1999.
- Bell R. G. et Sutherland A. J. Nonequilibrium bed-load transport by steady flow. *J. Hydraulic Eng.*, 109(3) :351–367, 1983.
- Belleudy P. Numerical simulation of sediment mixture deposition, part 1 : analysis of a flume experiment. *J. Hydraulic Res.*, 38(6) :417–426, 2000.
- Béraud C. *Modélisation numérique des impacts de recharges sédimentaires en rivière aménagée. Cas du Vieux-Rhin entre Kembs et Breisach*. PhD thesis, Université C. Bernard, Lyon 1, Lyon, France, 2012. 252 p. (in French).
- Béraud C., Le Coz J., Camenen B., et Paquier A. 1D numerical simulation of sediment downstream fining during bed aggradation using a simplified grain size description. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–10, Pékin, Chine, 2011. CD Rom.
- Béraud C., Le Coz J., Camenen B., et Paquier A. A more robust calibration of flow resistance in 1D hydraulic models based on land cover segmentation. *J. Hydraulic Eng.*, (en préparation), 2015.
- Bertier C., Bouchard J.-P., et Dumond L. One dimensional model for reservoir sedimentation management. Dans Bousmar D. et Zech Y., editors, *River Flow, Proc. 1st Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, Louvain-la-Neuve, Belgique, 2002.

- Blom A. Different approaches to handling vertical and streamwise sorting in modeling river morphodynamics. *Water Resources Res.*, 44(W03415) :1–16, 2008.
- Blom A. et Parker G. Vertical sorting and the morphodynamics of bed-form-dominated rivers : An modeling framework. *J. Geophysical Res.*, 109(F02007) :1–15, 2004.
- Blom A., Ribberink J. S., et Parker G. Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers : A sorting evolution model. *J. Geophysical Res.*, 113(F01019) : 1–19, 2008.
- Bonakdari H., Larrarte F., Lassabatere L., et Joannis C. Turbulent velocity profile in fully-developed open channel flows. *Environmental Fluid Mech.*, 8 :1–17, 2008.
- Boussinesq . Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal. *J. Math. Pure et Appliquée*, 2(17) :55–108, 1872.
- Bradley D. N. et Tucker G. E. Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 37 :1034–1045, 2012.
- Brasington J., Langham J., et Rumsby B. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53 :299–316, 2003.
- Bray D. I. et Church M. Armored versus paved gravel beds. *J. Hydraulic Division*, 106 : 1937–1940, 1980.
- Brewer P. A. et Passmore D. G. Sediment budgeting techniques in gravel-bed rivers. Dans Jones S.J. et Frostick L. E., editors, *Sediment Flux to Basins : Causes, Controls and Consequences*, volume special publications 191, pages 97–113, London, UK, 2002. Geological Society.
- Buffington J. M. et Montgomery D. R. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Res.*, 33 (8) :1993–2029, 1997.
- Camenen B. *Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2002.
- Camenen B. A simple and general formula for the settling velocity of particules in suspension. *J. Hydraulic Eng.*, 133(2) :229–233, 2007.
- Camenen B. Settling velocity of sediments at high concentrations. Dans Kusuda T., Yamanishi H., Spearman J., et Gailani J. Z., editors, *Sediment and Ecohydraulics : Intercoh 2005*, volume 9 of *Proceedings in Marine Science*, pages 211–224. Elsevier, 2008. (Proceedings from Intercoh conference, Saga, Japan, 2005).
- Camenen B. Estimation of the wave-related ripple characteristics and induced bed shear stress. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 84(4) :553–564, 2009.

- Camenen B. Discussion of “understanding the influence of slope on the threshold of coarse grain motion : Revisiting critical stream power” by C. Parker, N.J. Clifford, and C.R. Thorne. *Geomorphology*, 139-140 :34–38, 2012.
- Camenen B. Mesure in situ de la dynamique sédimentaire des cours d’eau. outils et méthodes. Technical report, Irstea-AERMC, 2014. 72 p.
- Camenen B. et Larroudé P. Comparison of sediment transport formulae for a coastal environment. *Coastal Eng.*, 48 :111–132, 2003.
- Camenen B. et Larson M. A bedload sediment transport formula for the nearshore. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 63 :249–260, 2005.
- Camenen B. et Larson M. A unified sediment transport formulation for coastal inlet application. Technical Report CR-07-1, Engineer Research and Development Center/Coastal Hydraulics Lab., U. S. Army Corps of Engineers, 2007.
- Camenen B. et Larson M. A general formula for noncohesive suspended sediment transport. *J. Coastal Res.*, 24(3) :615–627, 2008.
- Camenen B. et Larson M. On the application of the equivalent roughness height formulas. *J. Hydraulic Eng.*, 139(3) :331–335, 2013.
- Camenen B. et Pham Van Bang D. Modelling the settling of suspended sediments for concentrations close to the gelling concentration. *Continental Shelf Res.*, 31(10) :106–116, 2011.
- Camenen B., Bayram A., et Larson M. Equivalent roughness height for plane bed under steady flow. *J. Hydraulic Eng.*, 132(11) :1146–1158, 2006.
- Camenen B., Jodeau M., et Le Coz J. Conceptual modelling of the sediment flux during a flushing event (Arc en Maurienne, France). Dans *Proc. 8th Int. Conf. on HydroScience and Eng*, Nagoya, Japon, Sept. 2008a. CD Rom.
- Camenen B., Jodeau M., et Le Coz J. Modélisation du flux sédimentaire pendant une chasse hydraulique (Arc en Maurienne). *La Houille Blanche*, 8 :83–89, 2008b.
- Camenen B., Dugué V., Proust S., Le Coz J., et Paquier A. Formation of standing waves in a mountain river and its consequences on gravel bar morphodynamics. Dans *6th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, volume I, pages 65–72, Santa Fe, Argentine, 2009.
- Camenen B., Le Coz J., Paquier A., et Lagouy M. An estimation of gravel mobility over an alpine river gravel bar (Arc en Maurienne, France) using PIT-tag tracers. Dans Dittrich A., Koll K., Aberle J., et Geisenhainer P., editors, *River Flow, Proc. 5th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 953–960, Braunschweig, Allemagne, 2010.

- Camenen B., Holubová K., Lukač M., Le Coz J., et Paquier A. Assessment of methods used in 1D models for computing bedload transport in a large river : the Danube River in Slovakia. *J. Hydraulic Eng.*, 137(10) :1190–1199, 2011.
- Camenen B., Jaballah M., Geay T., Belleudy P., Laronne J. B., et Laskowski J. P. Tentative measurements of bedload transport in an energetic alpine gravel bed river. Dans Murillo Muñoz R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 379–386, San Jose, Costa Rica, 2012.
- Camenen B., Andries E., Faure J.-B., de Linares M., Gandilhon F., et Raccasi G. Experimental and numerical study of long term sedimentation in a secondary channel : example of the Beurre island on the Rhône River, France. Dans *Proc. 13th International Symposium on River Sedimentation*, Kyoto, Japon, 2013a. CDRom.
- Camenen B., Jodeau M., et Jaballah M. Estimate of fine sediment deposit dynamics over a gravel bar using photography analysis. *Int. J. on Sediment Res.*, 28(2) :220–233, 2013b.
- Camenen B., Le Coz J., Dramais G., Peteuil C., Fretaud T., Falgon A., Dussouillez P., et Moore S. A. A simple physically-based model for predicting sand transport dynamics in the Lower Mekong River. Dans *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, Lausanne, Suisse, 2014.
- Camenen B., Béraud C., Le Coz J., et Paquier A. 1D numerical simulation of sediment downstream fining during bed aggradation using a simplified grain size description. *J. Hydraulic Res.*, (soumis), 2015a.
- Camenen B., Herrero A., Dramais G., hollet F?, Le Bescond C., Perret E., et Berni C. Field experiment on the dynamics of fine and coarse sediments over a gravel bar in an alpine river. Dans *Proc. 36th IAHR Congress*, La Haye, Pays Bas, 2015b.
- Camenen B., Latapie A., Paquier A., Rodrigues S., Grabowski R., Gurnell A., Mosselman E., Garcia de Jalon D., Solari L., Slawson D., et Habersack H. On the estimation of the sediment transport and sediment budget in a long reach. *Aquatic Sciences*, (soumis), 2015c.
- Camenen B., Lukač M., Le Coz J., Holubová K., Rambert C., et Paquier A. Ability of 1-D morphodynamical models to assess the impacts of dams on large rivers : study case of the Slovak-Hungarian Danube River. *J. Hydraulic Eng.*, (en préparation), 2015d.
- Chase R.R.P. Settling behavior of natural aquatic particulates. *Limnology & Oceanography*, 24(3) :417–426, 1979.
- Cheng N.-S. Simplified settling velocity formula for sediment particle. *J. Hydraulic Eng.*, 123(2) :149–152, 1997.
- Cheng N.-S. Exponential formula for bedload transport. *J. Hydraulic Eng.*, 128(10) : 942–946, 2002.

- Chin C. O., Melville B. W., et Raudkivi. A. J. Streambed armouring. *J. Hydraulic Eng.*, 120 :899–918, 1994.
- Church M. et Jones D. Channel bars in gravel-bed rivers. Dans Hey R. D., Barthurst J. C., et Thorne C. R., editors, *Gravel Bed Rivers I : Fluvial processes, engineering and management*, pages 291–338. Wiley & sons, 1982.
- Claude N., Rodrigues S., Bustillo V., Bréhéret J.-G., Macaire J.-J., et Jugé P. Estimating bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulas. *Geomorphology*, 179 :40–57, 2012.
- Claude N., Rodrigues S., Bustillo V., Bréhéret J.-G., Macaire J.-J., et Jugé P. Interactions between flow structure and morphodynamic of bars in a channel expansion/contraction, Loire River, France. *Water Resources Res.*, 50 :2850–2873, 2014.
- Coleman N.L. Velocity profiles with suspended sediment. *J. Hydraulic Res.*, 19 :211–229, 1981.
- Coles D. The law of the wake in the turbulent boundary layer. *J. Fluid Mechanics*, 1 : 191–226, 1956.
- Colombini M., Seminara G., et Tubino M. Finite-amplitude alternate bars. *J. Fluid Mechanics*, 181 :213–232, 1987.
- Cooper J. R. et Tait S. J. Water-worked gravel beds in laboratory flumes - a natural analogue? *Earth Surface Proc. & Landforms*, 34(3) :384–397, 2009.
- Corey A.T. Influence of the shape on the fall velocity of sand grains. Master's thesis, Colorado A & M College, Fort Collins, Colorado, USA, 1949.
- Crosato A. et Mosselman E. Simple physics-based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding. *Water Resources Res.*, 45(W03424) : 1–14, 2009. ISSN 0043-1397. doi : {10.1029/2008WR007242}.
- Cui Y., Parker G., et Paola C. Numerical simulation of aggradation and downstream fining. *J. Hydraulic Res.*, 34(2) :185–204, 1996.
- Dallavalle J. M. *Micrometrics : The technology of fine particles*. Pitman, London, UK, 1948.
- Damgaard J. S., Whitehouse R. J. S., et Soulsby R. L. Bed-load sediment transport on steep longitudinal slopes. *J. Hydraulic Eng.*, 123(12) :1130–1138, 1997.
- Daubert A. et Lebreton J. C. Etude expérimentale et sur modèle mathématique de quelques aspects des processus d'érosion des lits alluvionnaires, en régime permanent et non-permanent. Dans *Proc. 12th IAHR Congress*, volume 3, pages 26–37, Fort Collins, Colorado, États-Unis, 1967.

- de Linares M. *Modélisation numérique bidimensionnelle du transport solide et de la dynamique fluviale. Validation sur deux sites en Loire et sur l'Arc*. PhD thesis, Joseph Fourier University, Grenoble 1, Grenoble, France, 2007. (in French).
- de Linares M. et Belleudy P. Critical shear stress of bimodal sediment in sand-gravel rivers. *J. Hydraulic Eng.*, 133 :555–559, 2007.
- Deigaard R. Longitudinal and transverse sorting of grain sizes in alluvial rivers. series paper 26, Institute for Hydrodynamic and Hydraulic Engineering, Technical Univ. of Denmark, 1980.
- Detert M., Weitbrecht V., et Jirka G. H. Laboratory measurements on turbulent pressure fluctuations in and above gravel beds. *J. Hydraulic Eng.*, 136(10) :779–789, 2010.
- di Silvio G. Modelling sediment transport under different hydrological and morphological circumstances. Dans Billi P., Hey R. D., Thorne C. R., et Tacconi P., editors, *Gravel Bed River III : Dynamics of gravel-bed rivers*, pages 363–372. John Wiley and Sons Ltd, 1992. Chapter 18.
- Dietrich W. E. et Smith J. D. Bed load transport in a river meander. *Water Resources Res.*, 20(10) :1355–1380, 1984.
- Dietrich W.E. Settling velocities of natural particles. *Water Resources Res.*, 18(6) :1615–1626, 1982.
- Dohmen-Janssen C.M. et Hanes D.M. Sheet flow dynamics under monochromatic non-breaking waves. *J. Geophysical Res.*, 107(C10) :13 :1–13 :21, 2002.
- Dramais G., Le Coz J., Hauet A., et Camenen B. Advantages of a mobile LSPIV method for measuring flood discharges and improving stage-discharge curves. *J. Hydro-environment Research*, 5(4) :301–312, 2011.
- Dramais G., Dussouillez P., Moore S., Le Coz J., et Camenen B. Study of the sediment fluxes of the lower mekong river (2012 september 25 to october 6th field mission). Technical report, World Wildlife Fund (WWF) / Mekong River Commission (MRC), 2013. 73p.
- Dramais G., Le Coz J., Le Boursicaud R., Hauet A., et Lagouy M. Jaugeage radar mobile, protocole et résultats. *La Houille Blanche*, page sous presse, 2014.
- Edwards T. K. et Glysson G. D. Field methods for measurement of fluvial sediment. Technical report, U. S. Geological Survey, Reston, Virginie, États Unis, 1999.
- Egiazaroff I. V. Calculation of nonuniform sediment concentrations. *J. Hydraulic Division*, 91(HY4) :225–253, 1955.
- Einstein H. A. Le charriage, un problème probabiliste [der geschiebetrieb als wahrscheinlichkeitsproblem]. Technical report, Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Eidg. Tech. Hochsch. Zürich, Rascher, Zürich, Suisse, 1937. (en Allemand).

- Einstein H. A. Formulas for bed-load transportation. *Trans. American Soc. Civil Eng.*, 107 :575–577, 1942.
- El Kadi Abderrezzak K. et Paquier A. One-dimensional numerical modeling of sediment transport and bed deformation in open channels. *Water Resources Res.*, 45(W05404) : 20 p., 2009. doi : 10.1029/2008WR007134.
- El Kadi Abderrezzak K., Camenen B., et Paquier A. Discussion of “estimation of the boundary shear stress distribution in open channel using flownet” by G. Gyu and S. K. Tan. *J. Hydraulic Res.*, 46(5) :716–720, 2008.
- El Kadi Abderrezzak K., Le Coz J., Moore S. A., Camenen B., et Paquier A. Predicting boundary shear stress distributions in open channels : assessment of geometrical methods using adcp measurements. *Water Resources Res.*, en préparation, 2014.
- Emmett W. W. et Wolman M. G. Effective discharge and gravel-bed rivers. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 26 :1369–1380, 2001.
- Engelund F. et Fredsøe J. Sediment ripples and dunes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 14 :13–37, 1982.
- Exner F. M. Über die wechselwirkung zwischen wasser und geschiebe in flüssen [Sur l’interaction entre l’eau et les sédiments en rivière]. *Sitzungber, Akad. Wissenschaften Wien*, Pt 2a(134) :165–180, 1925. (en Allemand).
- Faure J. B. ADISTS : *documentation de conception / documentation d’utilisation*. Irstea Lyon, 2013. 9p. + 11p.
- Ferguson R. I., Prestegard K. L., et Ashworth P. J. Influence of sand on hydraulics and gravel transport in a braided gravel bed river. *Water Resources Res.*, 25(4) :635–643, 1989.
- Ferguson R. I., Church M., et Weatherly H. Fluvial aggradation in vedder river : Testing a one-dimensional sedimentation model. *Water Resources Res.*, 37(12) :3331–3347, 2001.
- Ferguson R. I., Bloomer D. J., Hoey T. B., et Werritty A. Mobility of river tracer pebbles over different timescales. *Water Resources Res.*, 38(5(1045)) :1–8, 2002.
- Fernandez-Luque R. et van Beek R. Erosion and transport of bed-load sediment,. *J. Hydraulic Res.*, 14 :127–144, 1976.
- Ferro V. et Baiamonte G. Flow velocity profile in gravel-bed rivers. *J. Hydraulic Eng.*, 120 (1) :60–80, 1994.
- Francalanci S., Solari L., Toffolon M., et Parker G. Do alternate bars affect sediment transport and flow resistance in gravel-bed rivers? *Earth Surface Proc. & Landforms*, 37 :866–875, 2012.

- Fraselle Q. *Solid transport in flooding rivers with deposition on the floodplains : experimental and numerical investigations*. PhD thesis, Université Catholique de Louvain, 2010.
- French J. R. et Clifford N. J. Hydrodynamic modelling as a basis for explaining estuarine environmental dynamics : some computational and methodological issues. *Hydrological Processes*, 14 :2089–2108, 2000.
- Galappatti G. et Vreugdenhil C. B. A depth-integrated model for suspended sediment transport. *J. Hydraulic Res.*, 23(4) :359–377, 1985.
- Gomez B. et Phillips J. D. Deterministic uncertainty in bed load transport. *J. Hydraulic Eng.*, 125 :305–308, 3 1999.
- Gomez B., Rosser B. J., Peacock D. H., Murray Hicks D., et Palmer J. A. Downstream fining in a rapidly aggrading gravel bed river. *Water Resources Res.*, 37(6) :1813–1823,, 2001.
- Gratiot N., Michallet H., et Mory M. On the determination of the settling flux of cohesive sediments in a turbulent fluid. *J. Geophysical Res.*, 110(C06004), 2005. doi : doi:10.1029/2004JC002732,.
- Guertault L., Camenen B., Peteuil C., et Paquier A. Long term evolution of a dam reservoir subjected to regular flushing events. *Advances in Geosciences*, 39 :89–94, 2014a.
- Guertault L., Camenen B., Peteuil C., et Paquier A. 1D modelling of fine sediments dynamics in a dam reservoir during a flushing event. Dans Schleiss A. J., de Cesare G., Franca M. J., et Pfister M., editors, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, volume Reservoir Sedimentation, pages 147–154, Lausanne, Suisse, 2014b.
- Guo J. et Julien P. Y. Application of the modified log-wake law in open-channels. *J. Applied Fluid Mechanics*, 1(2) :17–23, 2008.
- Ha H.K. et Maa J. P.-Y. Evaluation of two conflicting paradigms for cohesive sediment deposition. *Marine Geology*, 265(3-4) :120–129, 2009.
- Ha H.K. et Maa J. P.-Y. Effects of suspended sediment concentration and turbulence on settling velocity of cohesive sediment. *Geosciences Journal*, 14(3-4) :163–171, 2010.
- Habersack H. M. Radio-tracking gravel particles in a large braided river in new zealand : a field test of the stochastic theory of bed load transport proposed by einstein. *Hydrological Processes*, 15 :377–391, 2001.
- Han Q. W. Une étude du transport en suspension hors équilibre. Dans *Proc. 1st International Symposium on River Sedimentation*, pages 793–802, Pékin, Chine, 1980. (en chinois).

- Hardy R. J., Bates P. D., et Anderson M. G. Modelling suspended sediment deposition on a fluvial floodplain using a two-dimensional dynamic finite element model. *J. Hydrology*, 229 :202–218, 2000.
- Herrero A., Berni C., et Camenen B. Impacts and processes of fine sediment infiltration : a review. *Int. J. on Sediment Res.*, (soumis), 2015.
- Hirano M. River bed degradation with armouring. *Trans. Japanese Soc. Civil Eng.*, 3(2) : 55–65, 1971. (in Japanese).
- Hoey T. B. et Ferguson R. Numerical simulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers : model development and illustration. *Water Resources Res.*, 30(7) : 2251–2260, 1994.
- Hu C., Ji Z., et Guo Q. Flow movement and sediment transport in compound channels. *J. Hydraulic Res.*, 1 :23–32, 2010.
- Ikeda S. Incipient motion of sand particles on side slopes. *J. Hydraulic Division*, 108(1) : 95–114, 1982.
- Ikeda S. Prediction of alternate bars wavelength and height. *J. Hydraulic Eng.*, 110 : 371–386, 1984.
- Jaballah M. *Alternate bar morphodynamics in an engineered mountainous river [Morphodynamique des bancs alternés d'une rivière de montagne aménagée]*. PhD thesis, Université C. Bernard, Lyon, France, 2013. 196 p. (en anglais).
- Jaballah M., Camenen B., et Paquier A. Alternate bar development in an alpine river following engineering works. *Advances in Water Resources*, (accepté), 2015a.
- Jaballah M., Camenen B., Paquier A., et Jodeau M. An optimized use of limited ground based topographic data for river applications. *Hydrological Processes*, (en révision), 2015b.
- Jaballah M., Camenen B., Paquier A., et Jodeau M. Mid-term morphodynamics of a gravel bar in an engineered alpine river. *J. Geophysical Res. : Earth Surface*, (en révision), 2015c.
- Jaeggi M. N. R. Formation and effects of alternate bars. *J. Hydraulic Eng.*, 110(2) : 142–156, 1984.
- James C. S. Sediment transfer to overbank sections. *J. Hydraulic Res.*, 23(5) :435–452, 1985.
- Jodeau M. *Morphodynamique d'un banc de galets en rivière aménagée lors de crues*. PhD thesis, Université Claude Bernard, Lyon I, 2007.

- Kesel R. H., Yodis E. G., et McCraw D. J. An approximation of the sediment budget of the Lower Mississippi River prior to major human modification. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 17 :711–722, 1992.
- Khodashenas S. R. et Paquier A. A geometrical method for computing the distribution of boundary shear stress across irregular straight open channels. *J. Hydraulic Res.*, 37(3) : 381–388, 1999.
- Khodashenas S. R., El Kadi Abderrezzak K., et Paquier A. Boundary shear stress in open channel flow : A comparison among six methods. *J. Hydraulic Res.*, 46(5) :598–609, 2007.
- Kim H. Effective form roughness of ripples for waves. *J. Coastal Res.*, 20(3) :731–738, 2004.
- Kirkgöz S. Turbulent velocity profiles for smooth and rough open channel flow. *J. Hydraulic Eng.*, 115(11) :1543–1561, 1989.
- Kleinhans M. G. et van den Berg J. H. River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 36(6) :721–738, MAY 2011. ISSN 0197-9337.
- Koll K. et Koll K. Influence of depot size on bed load transport velocity over static armour layers. Dans Murillo Muñoz R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 451–456, San Jose, Costa Rica, 2012.
- Koll K., Koll K., et Dittrich A. Sediment transport over a static armour layer and its impact on bed stability. Dans Dittrich A., Koll K., Aberle J., et Geisenhainer P., editors, *River Flow, Proc. 5th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 929–936, Braunschweig, Allemagne, 2010.
- Krone R. B. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes : final report. Technical report, Hydraulic Eng. Lab. and Sanitary Eng. Res. Lab. , University of California, Berkley, California, USA, 1962.
- Kuhnle R. A. Incipient motion of sand-gravel mixture. *J. Hydraulic Eng.*, 119(12) :1400–1415, 1993.
- Kynch S.C. A theory on sedimentation. *Trans. Faraday Soc.*, 48 :166–176, 1952.
- Lajeunesse E., Malverti L., et Charru F. Bed load transport in turbulent flow at the grain scale : Experiments and modeling. *J. Geophysical Res.*, 115(F04001) :1–16, 2010.
- Lamb M. P., Dietrich W. E., et Venditti J. G. Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *J. Geophysical Res.*, 113(F02008) : 20 p., 2008. doi : 10.1029/2007JF000831.

- Lane E. W. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. Dans *Proc. American Soc. Civil Eng.*, volume 81, 1955. paper 745.
- Langendoen E. J. et Alonso C. V. Modeling the evolution of incised streams : I. model formulation and validation of flow and streambed evolution components. *J. Hydraulic Eng.*, 134(6) :749–762, 2008.
- Laronne J. B., Outhet D. N., Carlin P. A., et McCabe T. J. Scour chain employment in gravel bed rivers. *Catena*, 22 :299–306, 1994.
- Latapie A. *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : application à la Loire Moyenne*. PhD thesis, Université F. Rabelais, Tours, France, 2011. 279 p.
- Latapie A., Camenen B., Paquier A., Rodrigues S., Moatar F., et Bouchard J.-P. Morphological evolution of the middle Loire River (France) : definition of geomorphic homogeneous reaches. Dans *6th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, volume I, pages 43–50, Santa Fe, Argentine, 2009.
- Latapie A., Camenen B., Rodrigues S., Paquier A., Bouchard J.-P., et Moatar F. Classifying anthropogenised river reaches to assess channel changes using hydraulic parameters. *Catena*, 121 :1–12, 2014a.
- Latapie A., Camenen B., et Paquier A. Comparison of approaches to model large scale river bed evolution. *J. Hydraulic Res.*, (en préparation), 2014b.
- Le Coz J., Hauet A., Pierrefeu G., Dramais G., et Camenen B. Performance of image-based velocimetry (LSPIV) applied to flash-flood discharge measurements in Mediterranean rivers. *J. Hydrology*, 394 :42–52, 2010.
- Liébault F., Bellot H., Chapuis M., Klotz S., et Deschâtres M. Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 37 :385–399, 2012.
- Lisle T. E. et Madej M. A. Spatial variation in armouring in a channel with high sediment supply. Dans *Dynamics of Gravel-bed rivers*, 1992.
- Malavoi J.-R., Garnier C. C., Landon N., Recking A., et Baran Ph. Eléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière. Collection “comprendre pour agir”, Onema, 2011. 219 p.
- McLean D. G. et Church M. Sediment transport along lower Fraser River : 2. estimates based on the long-term gravel budget. *Water Resources Res.*, 35(8) :2549–2559, 1999.
- Meyer-Peter E. et Müller R. Formulas for bed-load transport. Dans *Rep. 2nd Meet. Int. Assoc. Hydraul. Struc. Res.*, pages 39–64, Stockholm, Sweden, 1948.
- Milan D. J. Virtual velocity of tracers in a gravel-bed river using size-based competence duration. *Geomorphology*, 198 :107–114, 2013. ISSN 0169-555X.

- Morris P. H. et Williams D. J. A worldwide correlation for exponential bed particle size variation in subaerial aqueous flows. *Earth Surface Proc. & Landforms*, 24 :835–847, 1999.
- Nakagawa H. et Tsujimoto T. Sand bed instability due to bed load motion. *J. Hydraulic Division*, 106(12) :2029–2051, 1980.
- Neill C. R. River bed transport related to meander migration rates. *J. Waterways Harbors Division*, 95 :783–786, 1969.
- Nezu I. Open channel flow turbulence and its research prospect in the 21st century. *J. Hydraulic Eng.*, 131(4) :229–246, 2005.
- Nezu I. et Rodi W. Open channel flow measurements with a laser doppler anemometer. *J. Hydraulic Eng.*, 112(5) :335–355, 1986.
- Nicholas A. P. et Walling D. E. The significance of particle aggregation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains. *J. Hydrology*, 186 :275–293, 1996.
- Nicollet G. et Uan M. Ecoulements permanents à surface libre en lits composés. *La Houille Blanche*, 1 :21–30, 1979.
- Nielsen P. *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*, volume 4 of *Advanced Series on Ocean Engineering*. World Scientific Publication, 1992.
- Nikuradse J. Laws of flow in rough pipes. Technical memorandum 1292, Translation in National Advisory Committee for aeronautics, NACA, Washington, USA, 1950. 62p.
- Orr H. G., Large A. R. G., Newson M. D., et Walsh C. L. A predictive typology for characterising hydromorphology. *Geomorphology*, 100 :32–40, 2008.
- Panagiotopoulos I., Voulgaris G., et Collins M. B. The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Eng.*, 32(1) :19–43, 1997.
- Paquier A. *Logiciel Rubar20 Notice d'emploi*. Irstea, Sept. 2013a. (in French).
- Paquier A. *Logiciel RubarBE Notice d'emploi*. Irstea, Sept. 2013b. (in French).
- Paquier A. et Khodashenas S. R. River bed deformation calculated from boundary shear stress. *J. Hydraulic Res.*, 40(5) :603–609, 2002.
- Parker G. Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *J. Hydraulic Res.*, 28 (4) :417–436, 1990.
- Parker G. Selective sorting and abrasion of river gravel. i : Theory. *J. Hydraulic Eng.*, 117 (2) :131–147, 1991a.
- Parker G. Selective sorting and abrasion of river gravel. ii : Applications. *J. Hydraulic Eng.*, 117(2) :150–171, 1991b.

- Parker G. et Sutherland A. J. Fluvial armor. *J. Hydraulic Res.*, 28(5) :529–544, 1990.
- Parker G. et Toro-Escobar C. M. Equal mobility of gravel in streams : The remains of the day. *Water Resources Res.*, 38(11) :1–8, 2002.
- Parker G., Klingeman P. C., et McLean D. G. Bed load and size distribution in paved gravel-bed streams. *J. Hydraulic Division*, 108(HY4) :544–571, 1982.
- Parker G., Paola C., et Leclair S. F. Probabilistic exner sediment continuity equation for mixtures with no active layer. *J. Hydraulic Eng.*, 126(11) :818–826, 2000.
- Partheniades E. Erosion and deposition of cohesive soils. *J. Hydraulic Division*, 91 : 105–139, 1965.
- Pénard L. et Morel M. Automatic detection of gravel bars in a river channel from airborne LiDAR-derived DTM. Dans *HIC 2012 - 10th International Conference on Hydroinformatics*, Hambourg, Allemagne, 2012.
- Perret E., Herrero A., Berni C., El Kadi Abderrezzak K., B. **Camenen** B. (2015). Incipient motion of a bimodal mixture of gravels, et siltss : A laboratory experimental study. submitted to *36th IAHR Congress* Les Pays Bas, La Haye. Incipient motion of a bimodal mixture of gravels and silts : A laboratory experimental study. Dans *Proc. 36th IAHR Congress*, La Haye, Pays Bas, 2015.
- Pettitt A.N. A non-parametric approach to the change point problem. *Applied Statistics*, 28 :126–135, 1979.
- Phillips B. C. et Sutherland A. J. Spatial lag effects in bed load sediment transport. *J. Hydraulic Res.*, 27(1) :115–133, 1989.
- Prandtl L. Bericht über untersuchungen zur ausgebildeten turbulenz. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, 5 :136–139, 1925. (in German).
- Rahuel J. L., Holly F. M., Chollet J. P., Belleudy P. J., et Yang G. Modeling of riverbed evolution for bedload sediment mixtures. *J. Hydraulic Eng.*, 115(11) :1521–1542, 1989.
- Rambert C. Modélisation hydro-sédimentaire de l’incision du lit du Danube en aval du barrage de Gabčíkovo (Slovaquie). Master’s thesis, Université Claude Bernard, Lyon 1, 2013.
- Raudkivi A. J. Ripples on stream bed. *J. Hydraulic Eng.*, 123(1) :58–64, 1997.
- Recking A. Theoretical development on the effects of changing flow hydraulics on incipient bedload motion. *Water Resources Res.*, 45 :W04401, 2009.
- Recking A. A comparison between flume and field bedload transport data and consequences for surface based bedload transport prediction. *Water Resources Res.*, 46(W03518) :1–16, 2010.

- Recking A. A simple method for calculating reach-averaged bedload transport. *J. Hydraulic Eng.*, 139(1) :70–75, 2013.
- Recking A., Frey P., Paquier A., Belleudy P., et Champagne J. Y. Bedload transport flume experiments on steep slopes. *J. Hydraulic Eng.*, 134(9) :1302–1310, 2008.
- Recking A., Bacchi V., Naaïm M., et Frey P. Antidunes on steep slopes. *J. Geophysical Res.*, 114(F04025) :1–11, 2009. doi : doi:10.1029/2008JF000990.
- Reid L. M. et Dunne T. *Rapid evaluation of sediment budgets*. GeoEcology. Catena Verlag, Reiskirchen, 1996. ISBN : 3-923381-39-5.
- Richardson J.F. et Saki W.N. Sedimentation and fluidisation : Part i. *Trans. Instn. Chem. Engrs*, 32 :35–53, 1954.
- Rodrigues S., Calude N., et Moatar F. Sediment transport. Dans El-Shaarawi A.-H. et Piegorsch W., editors, *Encyclopedia of Environmetrics*, pages 2398–2413, Chichester, UK, 2013. John Wiley & Sons Ltd. doi : 10.1002/9780470057339.vas010.pub2. Second Edition.
- Rose C.P. et Thorne P.D. Measurements of suspended sediment transport parameters in a tidal estuary. *Continental Shelf Res.*, 21 :1551–1575, 2001.
- Rouse H. Modern conceptions of the mechanics of turbulence. *Transaction of the ASCE*, 102 :463–505, 1937.
- Rouse H. Experiments on the mechanics of sediment suspension. Dans *5th Int. Cong. Appl. Mech. Proc.*, volume 55, pages 550–554, New York, 1938. Wiley & Sons.
- Sanford L. P. et Halka J. P. Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper Chesapeake bay. *Marine Geology*, 114 (1-2) :37–57, 1993.
- Schlichting H. *Boundary layer theory*. McGraw-Hill Book Co, New York, 1979.
- Seal R., Paola C., Parker G., Southard J. B., et Wilcock P. R. Experiments on downstream fining of gravels : I, narrow-channel runs. *J. Hydraulic Eng.*, 123(10) :874–884, 1997.
- Shields A. Anwendung der Ähnlichkeits-mechanik und der turbulenzforschung auf die geschiebebewegung [application des principes de similitude et de la recherche en turbulence au transport par charriage]. *Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, 1936. Berlin.
- Simons D. B., Richardson E. V., et Nordin C. F. Bedload equation for ripples and dunes. Professional Paper 462-H, U. S. Geological Survey, 1965.
- Smart G.M. Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed rivers. *J. Hydraulic Eng.*, 125(2) :106–116, 1999.

- Sogreah . Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône - Etude du transport solide, Rapport de synthèse. Technical report, IRS (Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône, 2000.
- Song T., Graf W.H., et Lemmin U. Uniform flow in open channels with movable gravel bed. *J. Hydraulic Res.*, 32(6) :861–876, 1994.
- Soulsby R. L. et Whitehouse R. J. S. W. Prediction of ripple properties in shelf seas : Mark 2, predictor for time evolution. Technical Report TR 154, HR Wallingford, Wallingford, UK, 2005.
- Soulsby R.L. et Whitehouse R.J.S.W. Threshold of sediment motion in coastal environment. Dans *Proc. Pacific Coasts and Ports'97 Conf.*, pages 149–154, Christchurch, New Zealand, 1997. University of Canterbury.
- Sternberg H. Über längen- und querprofil geschiebeführender flüsse. *Zeitschrift Bauwesen*, 25 :483–506, 1875. (en allemand).
- Stokes G.G. On the effect of internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Trans. Cambridge Philos. Soc.*, IX :8–106, 1851.
- Struiksmā N., Olesen K. W., Flokstra C., et de Vriend H. J. Bed deformation in curved alluvial channels. *J. Hydraulic Res.*, 23(1) :57–79, 1985.
- Sumer B.M., Kozakievicz A., Fredsøe J., et Deigaard R. Velocity and concentration profiles in the sheet-flow layer of movable bed. *J. Hydraulic Eng.*, 122(10) :549–558, 1996.
- Surian N. Downstream variation in grain size along an alpine river : analysis of controls and processes. *Geomorphology*, 43 :137–149, 2002.
- Ternat F., Boyer P., Anselmet F., et Amielh M. Erosion threshold of saturated natural cohesive sediments : Modeling and experiments. *Water Resources Res.*, 44(W11434) :18, 2008. doi : :10.1029/2007WR006537.
- Thollet F., Le Coz J., Antoine G., François P., Launay M., et Camenen B. Influence de la granulométrie des particules sur la mesure par turbidimétrie des flux de matières en suspension dans les cours d'eau. *La Houille Blanche*, 4 :50–56, 2013.
- Toro-Escobar C. M., Parker G., et Paola C. Transfer function for the deposition of poorly sorted gravel in response to streambed aggradation. *J. Hydraulic Res.*, 35(4) :563–566, 1997.
- Toro-Escobar C. M., Parker G., et Paola C. Experiments on downstream fining of gravel. ii wide and sandy runs. *J. Hydraulic Eng.*, 126(3) :198–208, 2000.
- Trimble S. W. Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975–1993. *Geomorphology*, 108 :8–23, 2009.

- Tubino M. Growth of alternate bars in unsteady flow. *Water Resources Res.*, 27 :37–52, 1991.
- Turowski J. M. Probability distributions of bed load transport rates : A new derivation and comparison with field data. *Water Resources Res.*, 46(W08501) :1–10, 2010.
- van Niekerk A., Vogel K. R., Slingerland R. L., et Bridge J. S. Routing of heterogeneous sediments over movable bed : Model development. *J. Hydraulic Eng.*, 118(2) :246–262, 1992.
- van Rijn L.C. Sediment transport, part II : suspended load transport. *J. Hydraulic Division*, 110(11) :1613–1641, 1984a.
- van Rijn L.C. Sediment transport : part III : bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraulic Division*, 110(12) :1733–1754, 1984b.
- van Rijn L.C. *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, The Netherlands, 1993.
- Vogel K. R., van Niekerk A., Slingerland R. L., et Bridge J. S. Routing of heterogeneous sediments over movable bed : Model verification. *J. Hydraulic Eng.*, 118(2) :263–279, 1992.
- Whitehouse R., Soulsby R., Roberts W., et Mitchener H. *Dynamics of estuarine muds*. Thomas Telford, ISBN 0-7277-28644, H.R. Wallingford, UK, 2000.
- Whiting P.J. et Dietrich W.E. Boundary shear stress and roughness over mobile alluvial beds. *J. Hydraulic Eng.*, 116(12) :1495–1511, 1990.
- Wiberg P. L. et Smith J. D. Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources Res.*, 23(8) :1471–1480, 1987.
- Wilcock P. R. Methods for estimating the critical shear stress of individual fractions in mixed-size sediment. *Water Resources Res.*, 24(7) :1127–1135, 1988.
- Wilcock P. R. et Crowe J. C. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *J. Hydraulic Eng.*, 129(2) :120–128, 2003.
- Wilcock P. R. et Kenworthy S. T. A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures. *Water Resources Res.*, 38(10) :1194, 2002. doi : 10.1029/2001WR000684.
- Wilson K.C. Bed-load transport at high shear stress. *J. Hydraulic Division*, 92(11) :49–59, 1966.
- Winterwerp J. C. On the sedimentation rate of cohesive sediment. Dans Maa J. P. Y., Sanford L. P., et Schoellhamer D. H., editors, *Estuarine and Coastal Fine Sediments Dynamics : Intercoch 2003*, volume 8 of *Proceedings in Marine Science*, pages 209–226. Elsevier, 2007. (Proceedings from Intercoch conference, Gloucester Point, Virginia, USA, 2003).

- Winterwerp J.C. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Continental Shelf Res.*, 22 :1339–1360, 2002.
- Wood P. J. et Armitage P. D. Sediment deposition in a small lowland stream - Management implications. *Regulated Rivers : Research and Management*, 15 :199–210, 1999.
- Wu W. *Computation River Dynamics*. Taylor & Francis, 2008. ISBN : 978-0-415-44960-1.
- Wu W. et Wang S. S. Y. One-dimensional explicit finite-volume model for sediment transport. *J. Hydraulic Res.*, 46(1) :87–98, 2008.
- Wu W., Rodi W., et Wenka T. 3d numerical modeling of flow and sediment transport in open channel. *J. Hydraulic Eng.*, 126(1) :4–15, 2000.
- Wu W., Viera D. A., et Wang S. S. Y. One-dimensional numerical model for nonuniform sediment transport under unsteady flows in channel networks. *J. Hydraulic Eng.*, 130 (9) :914–923, 2004.
- Yalin M.S. *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Oxford, 1977. 2nd edition.
- Yang S. Q. et Lim S. Y. Boundary shear stress distributions in trapezoidal channels. *J. Hydraulic Res.*, 43(1) :98–102, 2005.
- Zolezzi G. et Seminara G. Downstream and upstream influence in river meandering. Part 1. General theory and application to overdeepening. *J. Fluid Mechanics*, 438 :183–211, 2001.
- Zolezzi G., Guala M., Termini D., et Seminara G. Experimental observations of upstream overdeepening. *J. Fluid Mechanics*, 531 :191–219, 2005.
- Zolezzi G., Luchi. R., et Tubino M. Morphodynamic regime of gravel bed, single-thread meandering rivers. *J. Geophysical Res.*, 114(F01005) :1–14, 2009.

Annexe A

Curriculum Vitae

A.1 Information administrative

Nom de famille :	CAMENEN
Prénom :	BENOÎT
Date de naissance :	01/03/1974
Adresse personnelle :	3, rue de Verdun, 69300 Caluire et Cuire
Situation familiale :	Marié, 2 enfants (6 et 4 ans)
Situation professionnelle actuelle :	chargé de recherche 2 nd e classe depuis le 11/12/2006, 1 ^{ère} classe depuis le 11/12/2010
Adresse professionnelle actuelle :	Irstea, Unité de Recherche Hydrologie Hydraulique, 5 rue de la Doua, CS 70077, 69626 Villeurbanne cedex, FRANCE
Téléphone :	04 72 20 86 07
Courriel :	benoit.camenen@irstea.fr

A.2 Cours universitaire et professionnel

- **2006- : Chargé de recherche à Irstea Lyon (anciennement Cemagref) au sein de l'unité de recherche Hydrologie-Hydraulique**
 - Étude et modélisation du transport de matières en suspension (MES) avec un modèle 1D (Adis-TS) ;
 - Mesure et prédiction de la charge de fond (charriage et suspension graduée) pour une granulométrie étendue, tri granulométrique ;
 - Mesure et modélisation de la dynamique d'un système de bancs de galets en rivière endigué ;
 - Modélisation de la morphodynamique des rivières avec un modèle 1D (RubarBE).
- **2004-2006 : Post-doctorat au DPRI (Disaster Prevention Research Institute) à l'université de Kyoto, Japon (financement JSPS)**
 - étude morphodynamique à moyen terme à l'aide d'un modèle numérique "N-Line", et d'un modèle multi-1DH ;
 - Étude de la suspension et vitesse de chute des sédiments cohésifs et non-cohésifs ;
 - Étude des effets de retard de phase en régime de "sheet flow" et dus aux rides de fond (suspension).
- **2002-2004 : Post-doctorat à l'université de Lund (TVRL : Water Resources Engineering department), Suède**
 - Estimation de la rugosité de fond dans le cas de fond plats ;
 - Élaboration de formules de transport sédimentaire par charriage et suspension sous une interaction houle/courant ;
 - Étude de la limite de déferlement de la houle en eau peu profonde.
- **1998-2002 : Doctorat à l'université Joseph Fourier, Grenoble 1 (bourse ministérielle) Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse**
 - Étude et comparaison de formules de transport sédimentaire sous une interaction houle courant ;
 - Étude numérique de la morphodynamique d'une barre sableuse soumise à un courant permanent et à une houle ;
 - Création d'un modèle hydrodynamique et morphodynamique de la zone proche de la côte couplé à un modèle d'instabilité linéaire ;
 - Étude de sensibilité de la position de la barre de déferlement.
- **1997-1998 : Master (anciennement DEA) à l'université Joseph Fourier, Grenoble 1**
Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse
- **1995-1998 : École d'ingénieur en géotechnique à l'ISTG (Institut des Sciences et Technique de Grenoble, aujourd'hui Polytech'Grenoble)**

A.3 Doctorat

Doctorat en :	Géophysique	
Titre :	Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse	
Structure d'accueil :	Laboratoire des écoulements Géophysiques et Industriels (LEGI), Grenoble	
	École Doctorale "Terre, Espace et Environnement"	
	Université Joseph Fourier, Grenoble 1	
Directeur de thèse :	Philippe Larroudé, Maître de conférence	
Date début / date fin :	Oct. 2008 / oct. 2011	
Soutenue le :	5 avril 2002	
Composition du jury :		
	M. Mory,	Professeur Président du jury,
	P. Bonneton,	Chargé de recherche Rapporteur,
	A. Falquès,	Professeur Rapporteur,
	J.-P. Chollet,	Professeur Examineur,
	A. Temperville,	Professeur Invité.
	P. Larroudé,	Maître de conférence Directeur de thèse,

Résumé des travaux de thèse

Une étude détaillée de la modélisation du transport solide sur les plages sableuses par l'intermédiaire de modèles moyennés sur la hauteur d'eau a été réalisée. Une comparaison de quelques formulations du transport solide a montré une très forte variabilité des résultats vis à vis de paramètres fondamentaux du transport solide comme le diamètre moyen des sédiments ou l'asymétrie de la houle [AA10]. Les conséquences sur l'évolution des barres de sable, ainsi que les limites du modèle 2DH face à cette problématique ont été étudiées. Dans l'idée de réaliser un modèle morphodynamique pour les plages sableuses, un modèle simplifié de l'hydrodynamique côtière a été mis en place tenant compte de l'évolution de la houle, de son asymétrie, des courants induits par la houle (courants de retour et le long de la côte). Ces derniers jouent un rôle primordial dans la construction de la barre de déferlement. De ce fait, une étude de la position et de la vitesse de croissance initiale de la barre par rapport à la ligne de déferlement suivant les conditions de houle et la pente de la plage a été réalisée. Deux régimes de formation de la barre pré-littorale ont été mis en évidence suivant la prédominance de la houle ou du courant de retour [CT1]. Ce modèle a été de plus couplé avec un modèle de stabilité linéaire permettant la création d'un fond initial perturbé à partir d'une plage plane. Des barres rythmiques ont alors pu être modélisées [AT2].

A.4 Résumé des activités après la thèse

Mes recherches avant d'intégrer irstea (anciennement le Cemagref) concernent principalement la phénoménologie et la modélisation de la dynamique des côtes sableuses, et plus particulièrement le transport solide dans un environnement côtier. Au cours de mon postdoctorat à Lund (Suède), j'ai développé un modèle du transport solide par charriage [CA12][AA11][AA12][CA1][AA15] et suspension [CA13][AA14] dans un environnement côtier (matériaux non-cohésifs) [RA1][CA14][RA2] et travaillé sur l'influence du transport solide sur la contrainte de cisaillement au fond [CA4][AA7][AA17][AA16]. Enfin, au cours de mon postdoctorat au Japon, j'ai développé un modèle "N-lines" pour l'évolution du trait de côte sur plusieurs années [CA2][AA13]. En parallèle, j'ai aussi étudié la vitesse de chute des sédiments (cohésifs [AA2] et non-cohésifs [AA1]) en particulier dans le cas de fortes concentrations. Si beaucoup de mes travaux tournent autour de la modélisation numérique, ils s'insèrent le plus souvent en amont des modèles numériques, c'est à dire dans la description, la compréhension et la mise en équation des phénomènes physiques.

A mon arrivée dans l'équipe hydraulique des rivières de l'Unité de Recherche Hydrologie-Hydraulique, j'ai donc dû évoluer de l'hydro-sédimentaire dans un environnement côtier à l'hydro-sédimentaire dans un environnement fluvial. Mes principaux interlocuteurs dans l'unité sont André Paquier et Jérôme Le Coz, qui sont ainsi associés à une majeure partie de mes travaux depuis mon arrivée au Cemagref. De par mon implication dans les études expérimentales de terrain (principalement sur l'Arc en Maurienne) et en laboratoire, une part importante de mes recherches s'est aussi réalisée avec une forte interaction avec l'équipe Métrologie de l'UR HHLY. Mes travaux se sont principalement focalisés sur la compréhension des processus et la modélisation 1D du transport solide en rivière.

Étude et modélisation 1D du transport des matières en suspension

Le site Arc-Isère de la ZABR (Zone Atelier du Bassin du Rhône) que je coordonne avec Julien Némery (LTHE, Grenoble) nous a permis de faire de nombreuses études surtout au cours des chasses de barrage. Un réseau de station hydro-sédimentaire (turbidimètre associé à un préleveur automatique [AA31][AA32]) a été mis en place afin de mieux appréhender la dynamique spatio-temporelle des MES (Matériaux En Suspension). Un suivi intensif des concentrations en MES au cours des chasses des barrages de l'Arc ont ainsi permis une meilleure appréciation des phénomènes en jeu (importance de la disponibilité des sédiments fins sur les bancs et berges, possibles effets de l'accélération de l'écoulement). Une synthèse de nos mesures ces 6 chasses de barrage ont fait l'objet de publications [CE4][AE2] et ont permis de discuter les hypothèses d'un modèle analytique que j'ai proposé [CA11]. Les effets des variations de contraintes sur la reprise des sédiments fins (aussi observés par Jérôme Le Coz sur la Saône), leur disponibilité, ainsi que l'impact de la rugosité du lit moyen forment un point d'intérêt scientifique important sur lequel nous travaillons actuellement. Certains de ces phénomènes observés (termes sources pour l'érosion et le dépôt, dispersion [AE13], vitesse de chute) ont été implémenté dans le modèle d'advection-diffusion

Adis-TS, et validé sur quelques sites Rhône [CE1][CA7][CE7]. Germain Antoine a de plus, proposé une résolution de l'équation de d'advection-dispersion permettant de différencier une concentration dans le chenal principal et une concentration sur les bancs (implémenté dans le modèle Courlis, EDF [RE3]). Enfin, j'ai pu continuer mon travail sur la vitesse de chute [AA3][AA20] ainsi que sur l'estimation in-situ de cette vitesse de chute [CE4]. Ces études ont permis d'alimenter largement des discussions sur la gestion des barrages [AA25][CA18][CA20].

Morphodynamique d'une rivière alpine

Depuis la thèse de Magali Jodeau (2007), nous suivons tout particulièrement un banc de galets à l'aide de mesures topographiques [CE9][CE10][RE4][AE9]. C'est aussi sur ce site qu'ont été entreprises nos principales mesures in-situ de la courantologie [AA21] et du transport solide [CA6][CA16][CA9]. Les apports en sédiments ainsi que la forme des hydrogrammes de crue sont apparus comme les paramètres dominants pour la dynamique du banc étudié [AE10]. L'étude du système de bancs alternés a permis de montrer l'importance des perturbations (virage amont, pile de pont) sur relative absence de mobilité des bancs [AE8]. Une question reste sur la dynamique du tronçon à plus long terme du fait de la tendance générale à l'érosion et du possible impact de la végétation.

Étude du charriage et de la possible interaction avec les matériaux fins

Via les études de terrain sur l'Arc principalement, j'ai pu aborder et étudier quelques problématiques dans l'interaction MES-substrat (rugosité, dépôt-reprise, colmatage). J'ai continué mes travaux sur l'estimation de la rugosité de fond et son interdépendance avec le transport solide [AA4][AA5][AA16]. Un gros travail de méthodologie in-situ m'a permis d'obtenir des estimations de la dynamique charriage sur l'Arc à l'aide de traceurs [CA16] ou prélèvements directs [CA9]. Ces travaux ont aussi été appliqués sur le Mékong [CA15] et ont fait l'objet d'un guide méthodologique [RA3][CA8]. Cependant, le mélange de plusieurs classes de sédiments induit une complexité nouvelle et encore peu connue pour les phénomènes de rugosité, début de mise en mouvement [AA6] ou dépôt-reprise. De premiers essais ont été réalisés pour estimer l'évolution des dépôts fins sur le banc avant et après un événement majeur grâce à l'interprétation de photographies orthorectifiées [AA9].

Étude et modélisation 1D de la morphodynamique fluviale

Le modèle RubarBE développé par André Paquier fait partie des principaux outils de l'équipe pour la morphodynamique fluviale. Ce modèle est utilisé, développé et validé par tous les doctorants de l'équipe (Pierre Balayn, Kamal El Kadi, Audrey Latapie, Claire Béraud, Mohamed Jaballah). Les derniers développements réalisés correspondent à la distribution des érosions et dépôts de sédiments grossiers [AA22][RA7] sur une section et sur

la problématique du mixage et démixage [CE5][AE4]. Avec la problématique de la réinjection de sédiments prévue dans le Vieux-Rhin (projet Interreg) où le lit est pavé, nous avons plus particulièrement travaillé sur le problème de tri granulométrique pour reproduire un affinement longitudinal [CE5][AE4] ou la formation du pavage [RE2]. Audrey Latapie et Mohamed Jaballah ont aussi pu utiliser et valider RubarBE, respectivement sur certains tronçons de la Loire [RE1] et sur un tronçon de l'Arc [RE4][AE8]. Sur la même thématique mais à une plus grande échelle spacio-temporelle, nous travaillons aussi sur les évolutions morphologiques de la Loire Moyenne, où l'objectif est d'élaborer un modèle numérique à grandes mailles utilisable pour établir un bilan sédimentaire sur l'ensemble de la Loire Moyenne pour une période de plusieurs décennies [AE12]. Un résultat important est la proposition d'une méthodologie pour la sectorisation d'une rivière en tronçons homogènes incluant l'utilisation d'un modèle hydraulique pour apporter de nouveaux indicateurs quant à la compréhension de la dynamique du fleuve [AE12].

Expérimentations de laboratoire

Avec la construction du hall hydraulique et l'arrivée de Céline Berni, l'activité "expérimentation de laboratoire" s'est développée dans notre équipe, en particulier dans la thématique du transport solide (postdoctorat d'Albert Herrero). J'ai ainsi pu travailler sur le suivi du dossier pour la constitution du Cahier des Causes Techniques Particulières du hall hydraulique. Je me suis aussi beaucoup impliqué sur une expérience en lits composés avec Yann Peltier et Fabien Thollet [CA3] dans le cadre d'un projet Sakura avec l'université de Kyoto ainsi qu'une expérience d'inondation en ville avec Pierre-Henri Bazin.

Hydrométrie

Depuis mon arrivée à irstea, de par mes responsabilités sur le site Arc-Isère, je me suis beaucoup investi sur la problématique de l'hydrométrie avec Jérôme Le Coz et Guillaume Dramais, en particulier sur la LSPIV [AA28][CA17][AA21]. La base d'un grand nombre de nos travaux sur le terrain tient en effet à la qualité de nos mesures des vitesses du courant et des débits d'une rivière. Tout d'abord, afin de proposer un outil pour le calcul des jaugeages incluant les incertitudes, j'ai écrit un petit logiciel Q+ sous l'environnement Scilab, qui a initié un certain nombre de développements [AA27], y compris pour le logiciel Barème (MEDDM) largement utilisé en France. Ensuite dans le cadre de la convention Onema (2008-2009), nous avons réalisé une mise à jour du Guide technique pour le contrôle des débits réglementaires [RA8], ainsi qu'un stage d'une semaine réalisé annuellement.

A.5 Encadrement de travaux de recherche

Doctorants

Encadrements effectués

- **Antoine**, G. (2010-2013). *Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne. Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère*. école doctorale TUE, Université de Grenoble.
Encadrement 30% avec M. Jodeau (50%) et M. Esteves (20%),
Publications : [CE3][CE4][AE1][RE3][CE2][AE2],[AA31],[AA32]
- **Jaballah**, M. (2010-2013). *Alternate bar morphodynamics in an engineered mountainous river*. école doctorale MEGA, Université C. Bernard - Lyon 1.
Encadrement 75% avec A. Paquier (25%),
Publications : [CE9][CE10][RE4][AE8][AE9][AE10][CA10][CA9][AA9]
- **Béraud**, C. (2009-2012). *Modélisation numérique des impacts de recharges sédimentaires en rivière aménagée. Cas du Vieux-Rhin entre Kembs et Breisach*. école doctorale MEGA, Université C. Bernard - Lyon 1.
Encadrement 40% avec J. Le Coz (40%) et A. Paquier (20%),
Publications : [CE5][RE2][CE12][AE4][AE3]
- **Latapie**, A. (2007-2011). *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : application à la Loire Moyenne*. école doctorale SST, Université F. Rabelais, Tours.
Encadrement 50% avec A. Paquier (20%), S. Rodrigues (20%), F. Moatar (5%) et J.P. Bouchard (5%),
Publications : [CE11][RE1][AE11][AE12][AA18]

Encadrements en cours

- **Guertault**, L. (2012-2015). *Évaluation des processus hydro-sédimentaires d'une retenue de forme allongée : application à la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône*. école doctorale MEGA, Université C. Bernard - Lyon 1.
Encadrement 70% avec C. Peteuil (15%) et A. Paquier (15%),
Publications : [AE6][CE7][CA20]
- **Perret**, E. (2014-2017). *Étude de l'influence de la présence de sédiments fins sur la contrainte critique de mise en mouvement de sédiments grossiers*. école doctorale MEGA, Université C. Bernard, Lyon. Encadrement 25% avec C. Berni (75%),
Publication : [CE13][CA8]

Encadrements ponctuels et non officiels

- **Launay**, M. (2011-2014), Publications : [AE13][CE1][AA31][AA32]
- **Bazin**, P.H. (2011-2014)
- **Moore**, S. (2008-2011), Publication : [AA30]
- **Peltier**, Y. (2008-2011), Publication : [CA3]

- **Jodeau**, M. (2005-2007), Publications : [CA11][AE5]

CDD, Post-doctorat

- **Herrero**, A. (2014-2015). *Infiltration de sédiments fins dans un lit de graviers, comportement sous écoulement instationnaire*. Post-doctorat.
Encadrement 25% avec C. Berni (75%), Publication : [AE7],[CE8],[CA8][CA5]
- **Dugué**, V. (2014-2016). *Modélisation unidimensionnelle du Rhône en aval de Lyon avec Mage et Adis-TS*. CDD Ingénieur de recherche.
Encadrement 33% avec J. Le Coz (33%) et J.B. Faure (33%), Publication : [CE6]
- **Naudet**, G. (2013-2014). *Modélisation hydro-sédimentaire des habitats écologiques de la basse rivière d’Ain*. CDD Ingénieur de recherche.
Encadrement 50% avec J. Le Coz (50%)
- **Andries**, E. (2011-2013). *Modélisation unidimensionnelle du Rhône avec Mage et Adis-TS*. CDD Ingénieur de recherche.
Encadrement 50% avec J.B. Faure (50%), Publications : [CE1][CA7]

Stages de master

- **Duron L.** (2014). *Modélisation tridimensionnelle des écoulements et du transport de sédiments fins à l’amont du barrage de Génissiat*. Stage fin étude ingénieur, ESE3, Grenoble.
Encadrement 50% avec L. Guertault (50%)
- **Tunqui Neira J.M.** (2014). *Étude de l’infiltration de sédiments fins dans un lit de sédiments grossiers*. Master 2, Polytech Lille, Université de Lille 1.
Encadrement 10% avec A. Herrero (50%), C. Berni (40%)
- **Jacob E.** (2014). *Débits et incertitudes issus d’enregistrements de niveau et vitesse par radar sur des cours d’eau de montagne à lit instable. Etude de la station hydro-métrique sur l’Arvan à Saint Jean de Maurienne*. Stage fin étude ingénieur / Master 2, ENTPE, Lyon.
Encadrement 25% avec F. Thollet (50%), J. Le Coz (25%)
- **Avisse N.** (2013). *Mesures sans contact du débit des cours d’eau : Comment évaluer le coefficient de vitesse ?* Master 2, AgroParisTech.
Encadrement 25% avec G. Dramais (50%), J. Le Coz (25%)
- **Rambert C.** (2013). *Modélisation hydraulique de l’incision du lit du Danube en aval du barrage de Gabčíkovo (Slovaquie)*. Stage fin étude ingénieur / Master 2, ENTPE, Lyon. Encadrement 50% avec J. Le Coz (50%), Publication : [AA19]
- **Caillaud R.** (2013). *Modélisation hydrosédimentaire de la dynamique des matières en suspension dans l’Arc et l’Isère*. Stage fin étude ingénieur, Centrale Lyon.
Encadrement 80% avec J.-B. Faure (10%), G. Antoine (10%)
- **Eldin C.** (2012) *Les bancs de graviers de l’Arc en Maurienne : Constitution d’une base de données et analyse de l’évolution des bancs de graviers à partir d’un levé Lidar et de données image*. Master 2, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne.

Encadrement 25% avec L. Pénard (75%)

- **Hans** P.A. (2011) Répartition des dépôts de matériaux dans les champs d'inondation contrôlée de l'Isère après une crue majeure : Construction d'un modèle numérique 2D hydro-sédimentaire. Stage fin étude ingénieur, ENTPE, Lyon.

Encadrement 80% avec A. Paquier (20%)

- **Wolf** M. (2011) Évaluation de la modélisation 1D pour rendre compte d'une chasse de la retenue de Génissiat. Stage fin étude ingénieur, Polytech' Paris UPMC.

Encadrement 100%

- **Bouarab** A. (2010) Modélisation des fonctionnements hydrodynamique et sédimentaire de bassins de rétention de grande taille. Master 2, Ecole Polytechnique Universitaire Nice Sophia-Antipolis.

Encadrement 80% avec A. Paquier (20%), Publication : [\[CA17\]](#)

- **Dugué** V. (2009) Modélisation morphodynamique d'une rivière de montagne : l'Arc en Maurienne. Stage fin étude ingénieur / Master 2, ENSEEIHT, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Encadrement 100%, Publication : [\[CA6\]](#)

- **Mahmoud** M. (2008) Etude numérique simplifiée du flux de Matières en Suspension (MES) au cours d'une chasse des barrages de l'Arc (Maurienne). Master 1. Université Joseph Fourier, Grenoble.

Encadrement à 100%

A.6 Principales activités d'enseignement

Hydrométrie

- Depuis 2010 : Formation hydrométrie (mesure des débits à l'aide d'ouvrages hydrauliques, moulinets, flotteurs, aDcp) pour les agents de l'Onema (formation annuelle de 5 jours)

Transport solide

- Mars 2010 : Cours et travaux dirigés sur le transport solide en rivière aux élèves ingénieur de l'ENGEES (10 heures sur 2 jours + partiel)
- Juin 2005 : cours (2 heures) sur le transport solide sur le littoral à l'université de Kyoto (niveau Master)

Divers

1999-2002 : Enseignement à l'université Joseph Fourier (niveau licence) en tant que vacataire (au cours du doctorat) et à l'ENSHMG (Ecole National Supérieure d'Hydraulique et mécanique de Grenoble) en tant qu'ATER (Attaché Temporaire à l'Enseignement et la Recherche, demi poste sur l'année 2001-2002), environ 350 heures d'enseignement sur les 4 années.

- Travaux pratiques et dirigés d'hydraulique (écoulements à surface libre, perte de charge, écoulements turbulents, pompes hydrauliques, milieux poreux, équations de Barré de Saint Venant, similitudes en mécanique des fluides),
- Travaux pratiques de mécanique des sols (essai de chargement, triaxial, boîte de cisaillement, essai de perméabilité, essais in situ),
- Travaux dirigés mécanique des structures (théorie des poutres, théorèmes énergétiques), de méthodes numériques (différences finis, analyse numérique matricielle),
- Travaux dirigés Matlab et Maple
- Atelier d'ingénierie en hydraulique fluviale, utilisation du code de calcul 2DH Telemac.

Principales conférences invitées

- Oct. 2014 : Séminaires "sédiments" portant principalement sur la mesure in situ de la dynamique sédimentaire (Université de Limoges)
- Nov. 2012 : Séminaires d'échange avec l'USGS sur la mesure et recherche concernant le charriage, la suspension et la morphodynamique des rivières (USGS, Reston, USA)
- Avril 2009 et août 2012 : Séminaires sur la mesure et la modélisation du transport solide au VUVH (Bratislava, Slovaquie) dans le cadre de projets bilatéraux
- Oct. 2008 : Séminaires sur la mesure et la modélisation du transport solide au laboratoire d'Ujigawa (Kyoto, Japon) dans le cadre d'un projet bilatéral
- Déc. 2007 : Séminaires sur le transport solide sur le littoral réalisé pour le compte de l'USACE (Corps d'ingénieurs américain, programme CIRP, Coastal Inlet Research

Program) à l'université du Mississippi, Oxford, Mississippi, USA (10 heures sur 3 jours).

A.7 Activités éditoriales, administratives, de responsabilité collective

Réviseur régulier d'articles de revues internationales et de projets de recherche

- Hydraulique (J. Hydraulic Res., J. Hydraulic Eng., Advances in Water Resources, Environmental Fluid Mechanics, J. Hydro-environment Res., Eng. Science and Technology, European J. Mechanics)
- Hydrologie (J. Hydrology, Environmental Eng. Science, Hydrological Science J.)
- Géomorphologie (Int. J. Sediment Res., Geomorphology, Géomorphologie : relief, processus, environnement, J. Water Basin Management, Bul. Eng. Geology and Environment, J. Zhejiang University)
- Côtier (Coastal Eng., Coastal Eng ; J., Estuarine Coastal and Shelf Science, Cont. Shelf Res., J. of Coastal Res., J. Waterways Port, Coastal and Ocean Eng.)
- Projets de recherche ANR, EC2CO

Comité scientifique de conférences

- IS-Rivers (Lyon, juin 2015)
- Conférence SHF : “Small scale morphological evolution of coastal, estuarine and river systems” (Nantes, oct. 2014)
- River Flow (Lausanne, sept. 2014)
- Int. Symposium on River Sedimentation (Kyoto, sept. 2013)
- Séminaire Transport Solide (Tours, oct. 2012)

Jurys de thèse

- T. Geay, *Mesure acoustique passive du transport par charriage dans les rivières*, dirigé par P. Belleudy, Grenoble, Dec. 2013
- H. Alcayaga, *Impacts morphologiques des aménagements hydroélectriques à l'échelle du bassin versant*, dirigé par P. Belleudy, Grenoble, Sept. 2013
- F. Nunez-Gonzalez, *Bedload transport of sand-gravel mixtures with antidunes, Flume experiments*, dirigé par J.P. Martin-Vide, UPC, Barcelone, Espagne 2012

Contrats de recherche

- **REstoring rivers FOR effective catchment Management** (Reform, 2011-2015) : Projet européen FP7 dont l'objectif est de proposer une structure pour améliorer la réussite des projet de restauration hydromorphologique afin d'atteindre d'une manière économique l'état écologique potentiel d'une rivière. Contribution sur l'apport de la modélisation unidimensionnelle pour définir des indicateurs (WP2 dirigé par A. Gurnell). Gestion administrative (reporting) pour Irstea.
<http://www.reformrivers.eu/home>

- **Redynamisation du Vieux-Rhin** (2008-2012) : Projet européen Interreg entre la France et l’Allemagne incluant l’UMR5600 (H. Piégay), LWI Braunschweig (A. Dittrich). Contribution sur l’évaluation de la faisabilité, des risques et de l’efficacité d’un apport artificiel de sédiments à l’aide de modélisation 1D et 2D (cf. thèse C. Béraud).
<http://www.regionalsace.eu/article/redynamisationduvieuxrhin>
- **Observatoire des Sédiments du Rhône** (OSR, 2009-2013, 2015-2017) : Programme de recherche régional se focalisant sur la dynamique des sédiments et contaminants associés dans le Rhône, du lac Léman à la mer Méditerranée. Contribution à la modélisation des MES et à la mesure in-situ du charriage et de la suspension graduée. Développement d’un modèle hydro-sédimentaire du Rhône River du lac Léman à la mer Méditerranée initié suite au projet Axelera-PCB (2009-2011).
<http://www.graie.org/osr/>
- **PHC Stefanik** (2008-2009, 2012-2013) : Projets bilatéraux avec l’institut slovaque en recherches hydrauliques (VUVH, Bratislava, Slovaquie) sur l’observation et la modélisation des évolutions morphologiques de grandes rivières aménagées comme le Danube.
- **PHC Sakura** (2008-2009). Projet bilatéral avec l’équipe de recherche du professeur H. Nakagawa (Université de Kyoto, Japon). Contribution à la conception et au déploiement de mesures expérimentales de laboratoire pour une étude en lits composés en 2009 (Thèse de Y. Peltier), et pour une étude d’inondation dans un modèle de rue en 2012 (Thèse de P.H. Bazin).
- **Projets sur les rivières Mekong and Amazone** (2012, 2013) : Contribution à la conception, au déploiement et au traitement de deux campagnes de terrain dont l’objectif était d’estimer le transport solide total (charriage et suspension graduée) sur le Mekong, en particulier à l’aide d’analyses acoustiques (avec J. Le Coz). Collaboration sur le même sujet mais sur l’Amazone avec l’Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et l’université de Manaus (Observatoire HyBAM).

Responsabilités collectives

- Membre permanent du conseil scientifique du comité de bassin Rhône-Méditerranée (depuis 2014)
- Coordination du site atelier Arc-Isère de la ZABR avec Julien Némery (depuis 2008)
- Coordination de l’axe 1 de l’Observatoire des Sédiments du Rhône (2015-2017)

Contribution au développement d’outils de recherche et logiciels

- **Q+** : Logiciel de calcul des débits et incertitudes associées
- **RubarBE/Rubar20TS** : Codes de simulation numérique 1D et 2D de l’hydraulique et morphodynamique développés par A. Paquier.
- **Magé-AdisTS** : Codes de simulation numérique 1D de l’hydraulique et du transport de solutés et MES développés par J.B. Faure.

- **ApriM** : Logiciel d'analyse automatique de levés lidar et images aérienne pour l'obtention de paramètre hydro-morphologique (ligne d'eau, largeur active, taille des bancs, etc.), développé par L. Pénard.

Expertises

- Évaluation finale du projet de suivi hydro-sédimentaire (DSMP : Discharge and Sediment Monitoring Project) du comité du Mékong (MRC : Mekong River Commission) (2014)
- Expertise demandée par VNF (Voies Navigables de France) sur les courants transverses générés par le môle de Gamsheim (2013)

A.8 Publications

Revues internationales à comité de lecture

- [AT1] **Camenen**, B. et Larroudé, P. (2003). Comparison of sediment transport formulae for a coastal environment. *Coastal Eng.*, 48 :111–132.
- [AT2] **Camenen**, B. et Larroudé, P. (2003). Un modèle morphologique côtier pour la création de barres rythmiques. *Revue Française de Génie Civil (Génie Côtier)*, 7 :1099–1116.
- [AE1] Antoine, G., Jodeau, M., **Camenen**, B., Esteves, M., Némery, J., et Lauters, F. (2013). Estimation des flux de matières en suspension lors des chasses hydrauliques de l’Arc de 2006 à 2011. *La Houille Blanche*, 4 :43–49.
- [AE2] Antoine, G., **Camenen**, B., Jodeau, M., et Esteves, M. (2015). Spatio-temporal dynamic of the suspended sediment flux due to dam flushing along the Arc and Isère rivers. *J. Hydrology*, (soumis).
- [AE3] Béraud, C., Le Coz, J., **Camenen**, B., et Paquier, A. (2015). A more robust calibration of flow resistance in 1D hydraulic models based on land cover segmentation. *J. Hydraulic Eng.*, (en préparation).
- [AE4] **Camenen**, B., Béraud, C., Le Coz, J., et Paquier, A. (2015). 1D numerical simulation of sediment downstream fining during bed aggradation using a simplified grain size description. *J. Hydraulic Res.*, (soumis).
- [AE5] **Camenen**, B., Jodeau, M., et Le Coz, J. (2008). Modélisation du flux sédimentaire pendant une chasse hydraulique (Arc en Maurienne). *La Houille Blanche*, 8 :83–89.
- [AE6] Guertault, L., **Camenen**, B., Peteuil, C., et Paquier, A. (2014). Long term evolution of a dam reservoir subjected to regular flushing events. *Advances in Geosciences*, 39 :89–94.
- [AE7] Herrero, A., Berni, C. et **Camenen**, B. (2015). Impacts and processes of fine sediment infiltration : a review *International Journal of Sediment Research*, (soumis).
- [AE8] Jaballah, M., **Camenen**, B., et Paquier, A. (2015). Alternate bar development in an alpine river following engineering works. *Advances in Water Resources*, (accepté).
- [AE9] Jaballah, M., **Camenen**, B., Paquier, A., et Jodeau, M. (2015). An optimized use of limited ground based topographic data for river applications. *Hydrological Processes*, (en révision).
- [AE10] Jaballah, M., **Camenen**, B., Paquier, A., et Jodeau, M. (2015). Mid-term morphodynamics of a gravel bar in an engineered alpine river. *J. Geophysical Res. : Earth Surface*, en révision).
- [AE11] Latapie, A., **Camenen**, B., Rodrigues, S., Paquier, A., Bouchard, J.-P., et Moatar, F. (2014). Classifying anthropogenised river reaches to assess channel changes using hydraulic parameters. *Catena*, 121 :1–12.

- [AE12] Latapie, A., **Camenen**, B., et Paquier, A. (2014). Comparison of approaches to model large scale river bed evolution. *J. Hydraulic Res.*, (en préparation).
- [AE13] Launay, M., Le Coz, J., Angot, H., Dramais, G., Andriès, E., **Camenen**, B., et Coquery, M. (2014). Numerical and physical simulation of soluble contaminant transport through complex large river systems. *J. Hydro-environment Research*, (sous presse).
- [AA1] **Camenen**, B. (2007). A simple and general formula for the settling velocity of particules in suspension. *J. Hydraulic Eng.*, 133(2) :229–233.
- [AA2] **Camenen**, B. (2008). Settling velocity of sediments at high concentrations. In Kusuda, T., Yamanishi, H., Spearman, J., and Gailani, J. Z., editors, *Sediment and Ecohydraulics : Intercoch 2005*, volume 9 of *Proceedings in Marine Science*, pages 211–224. Elsevier. (Proceedings from Intercoch conference, Saga, Japan, 2005).
- [AA3] **Camenen**, B. (2008a). Discussion of "uncertainty of excess density and settling velocity of mud derived from in situ measurements" by M. Fettweis. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 78(2) :1–2.
- [AA4] **Camenen**, B. (2009). Estimation of the wave-related ripple characteristics and induced bed shear stress. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 84(4) :553–564.
- [AA5] **Camenen**, B. (2010). Discussion of “transition between two bed-load transport regimes : Saltation and sheet-flow” by P. Gao, J. of Hydraulic Eng., 136(1) : 74–75. *J. Hydraulic Eng.*, 136(1) :74–75.
- [AA6] **Camenen**, B. (2012). Discussion of “Understanding the influence of slope on the threshold of coarse grain motion : Revisiting critical stream power” by C. Parker, N.J. Clifford, and C.R. Thorne. *Geomorphology*, 139–140 :34–38.
- [AA7] **Camenen**, B., Bayram, A., et Larson, M. (2006). Equivalent roughness height for plane bed under steady flow. *J. Hydraulic Eng.*, 132(11) :1146–1158.
- [AA8] **Camenen**, B., Holubová, K., Lukač, M., Le Coz, J., et Paquier, A. (2011). Assessment of methods used in 1D models for computing bedload transport in a large river : the Danube River in Slovakia. *J. Hydraulic Eng.*, 137(10) :1190–1199.
- [AA9] **Camenen**, B., Jodeau, M., et Jaballah, M. (2013). Estimate of fine sediment deposit dynamics over a gravel bar using photography analysis. *Int. J. on Sediment Res.*, 28(2) :220–233.
- [AA10] **Camenen**, B. et Larson, M. (2005). A bedload sediment transport formula for the nearshore. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 63 :249–260.
- [AA11] **Camenen**, B. et Larson, M. (2005). Transport solide par charriage sous une interaction houle-courant. *Revue Européenne de Génie Civil (Génie Côtier)*, 9 :855–870.
- [AA12] **Camenen**, B. et Larson, M. (2006). Phase-lag effects in sheet flow transport. *Coastal Eng.*, 53 :531–542.

- [AA13] Camenen, B. et Larson, M. (2007). Predictive formulas for breaker depth index and breaker type. *J. Coastal Res.*, 23(4) :1028–1041.
- [AA14] Camenen, B. et Larson, M. (2008). A general formula for noncohesive suspended sediment transport. *J. Coastal Res.*, 24(3) :615–627.
- [AA15] Camenen, B. et Larson, M. (2010). Discussion of “measurements of sheet flow transport in acceleration-skewed oscillatory flow and comparison with practical formulations” by D.A. van der A, T.O’Donoghue and J.S. Ribberink. *Coastal Eng.*, 58(1) :131–134.
- [AA16] Camenen, B. et Larson, M. (2013). On the application of the equivalent roughness height formulas. *J. Hydraulic Eng.*, 139(3) :331–335.
- [AA17] Camenen, B., Larson, M., et Bayram, A. (2009). Equivalent roughness height for plane bed under oscillatory flow. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 81 :409–422.
- [AA18] Camenen, B., Latapie, A., Paquier, A., Rodrigues, S., Slawson, D., Grabowski, R., Gurnell, A., Mosselman, E., Garcia de Jalon, D., Solari, L., et Habersack, H. (2015). On the estimation of the sediment transport and sediment budget in a long reach. *Aquatic Sciences*, (soumis).
- [AA19] Camenen, B., Lukač, M., Le Coz, J., Holubová, K., Rambert, C., et Paquier, A. (2015). Ability of 1-D morphodynamical models to assess the impacts of dams on large rivers : study case of the Slovak-Hungarian Danube River. *Hydrological Proc.*, (en préparation).
- [AA20] Camenen, B. et Pham Van Bang, D. (2011). Modelling the settling of suspended sediments for concentrations close to the gelling concentration. *Continental Shelf Res.*, 31(10) :106–116.
- [AA21] Dramais, G., Le Coz, J., Hauet, A., et Camenen, B. (2011). Advantages of a mobile LSPIV method for measuring flood discharges and improving stage-discharge curves. *J. Hydro-environment Research*, 5(4) :301–312.
- [AA22] El Kadi Abderrezzak, K., Camenen, B., et Paquier, A. (2008). Discussion of “estimation of the boundary shear stress distribution in open channel using flownet” by G. Gyu and S. K. Tan. *J. Hydraulic Res.*, 46(5) :716–720.
- [AA23] El Kadi Abderrezzak, K., Le Coz J., Moore, S. A., Camenen, B., et Paquier, A. (2015). Predicting boundary shear stress distributions in open channels : assessment of geometrical methods using ADCP measurements. *Water Resources Res.* (en préparation).
- [AA24] Larson, M., Camenen, B., et Pham Thanh, N. (2011). A unified sediment transport model for inlet application. *J. Coastal Res.*, 59(1) :27–38.
- [AA25] Lauters, F., Laperrouaz, E., Camenen, B., Le Coz, J., Thollet, F., Némery, J., et de Linares, M. (2012). Vers une gestion sédimentaire durable de l’aménagement hydro-électrique Arc-Isère. *La Houille Blanche*, 1 :19–25.

- [AA26] Le Coz, J., Bechon, P.-M., **Camenen**, B., et Dramais, G. (2014). Quantification des incertitudes sur les jaugeages par exploration du champ des vitesses,. *La Houille Blanche*, 5 :31–39.
- [AA27] Le Coz, J., **Camenen**, B., Peyrard, X., et Dramais, G. (2012). Uncertainty in open-channel discharges measured with the velocity-area method. *Flow Measurement & Instrumentation*, 26 :18–29.
- [AA28] Le Coz, J., Hauet, A., Pierrefeu, G., Dramais, G., et **Camenen**, B. (2010). Performance of image-based velocimetry (LSPIV) applied to flash-flood discharge measurements in Mediterranean rivers. *J. Hydrology*, 394 :42–52.
- [AA29] Le Coz, J., Mansanarez, V., **Camenen**, B., Renard, B. Dupuis, V., et Proust, S. (2015). Analyse bayésienne des écoulements en lits composés : proposition de révision de la formulation Debord pour les faibles submersions. *La Houille Blanche*, (en préparation).
- [AA30] Moore, S., **Camenen**, B., and Le Coz, J. (2015). Some prominent issues related to the acoustic investigation of suspended sediment in rivers. *Water Resources Res.*, (soumis).
- [AA31] Thollet, F., Le Coz, J., Antoine, G., François, P., Launay, M., et **Camenen**, B. (2013). Influence de la granulométrie des particules sur la mesure par turbidimétrie des flux de matières en suspension dans les cours d'eau. *La Houille Blanche*, 4 :50–56.
- [AA32] Thollet, F., Le Coz, J., **Camenen**, B., Antoine, G., François, P., et Launay, M. (2015). Influence of grain size changes on the turbidity rating of suspended solid fluxes in rivers. *Flow Measurement and Instrumentation*, (en préparation).

Conférences internationales avec comité de lecture

- [CT1] Larroude, P. et **Camenen**, B. (2004). 2DH and multi-1DH morphological model for medium term evolution of large-scale features and nourishment in the nearshore region : Application to Trucvert and Corniche beaches (France) and la Barrosa beach (Spain). Dans *Proc. 29th Int. Conf. Coastal Eng.*, pages 2659–2667, Lisbonne, Portugal. ASCE.
- [CE1] Andries, E., Le Coz, J., **Camenen**, B., Faure, J.-B., et Launay, M. (2011). Impact of dam flushes on bed clogging in a secondary channel of the Rhône river. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–10, Pékin, Chine. CD Rom.
- [CE2] Antoine, G., Besnier, A.-L., Jodeau, M., **Camenen**, B., et Esteves, M. (2014). Numerical modeling of suspended sediment transport during dam flushing : from reservoir dynamic to downstream propagation. Dans *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, Lausanne, Suisse.
- [CE3] Antoine, G., **Camenen**, B., Jodeau, M., et Esteves, M. (2011). Assessment of the suspended sediment load due to dam flushing along the Arc and Isère rivers, France.

Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–10, Pékin, Chine. CD Rom.

- [CE4] Antoine, G., Jodeau, M., **Camenen**, B., et Esteves, M. (2012). A settling velocity parameterization for sand/mud mixture in a 1D flow during a flushing event. Dans Murillo Muñoz, R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 371–378, Sept. 2012, San Jose, Costa Rica.
- [CE5] Béraud, C., Le Coz, J., **Camenen**, B., et Paquier, A. (2011). 1d numerical simulation of sediment downstream fining during bed aggradation using a simplified grain size description. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–10, Pékin, Chine. CD Rom.
- [CE6] Dugué, V., Walter, C., Andries, E., Launay, M., Le Coz, J., **Camenen**, B., et Faure, J.-B. (2015). Accounting for hydropower schemes' rules in the 1-D hydrodynamic modeling of the Rhône river from Lake Geneva to the Mediterranean sea. soumis à *36th IAHR Congress*, La Haye, Les Pays Bas.
- [CE7] Guertault, L., **Camenen**, B., Peteuil, C., et Paquier, A. (2014). 1D modelling of fine sediments dynamics in a dam reservoir during a flushing event. Dans *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, Lausanne, Suisse.
- [CE8] Herrero, A., Berni, C. et **Camenen**, B. (2015). Laboratory analysis on silt infiltration into a gravel bed. soumis à *36th IAHR Congress*, La Haye, Les Pays Bas.
- [CE9] Jaballah, M., **Camenen**, B., Paquier, A., et Jodeau, M. (2011). Field investigations on bar morphodynamics in an engineered alpine gravel-bed river : Arc en Maurienne, France. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 1–12, Pékin, Chine. CD Rom.
- [CE10] Jaballah, M., **Camenen**, B., Paquier, A., et Jodeau, M. (2012). 2D numerical modelling of water flow over a gravel bar. Dans Murillo Muñoz, R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 139–145, Sept. 2012, San Jose, Costa Rica.
- [CE11] Latapie, A., **Camenen**, B., Paquier, A., Rodrigues, S., Moatar, F., et Bouchard, J.-P. (2009). Morphological evolution of the middle Loire River (France) : definition of geomorphic homogeneous reaches. Dans *6th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, volume I, pages 43–50, Santa Fe, Argentine.
- [CE12] Paquier, A., Béraud, S., Le Coz, J., et **Camenen**, B. (2013). Erosion of an artificial gravel bar in the Rhine River : comparison of 1-D and 2-D modelling. Dans *Proc. 35th IAHR Congress*, Chengdu, Chine.
- [CE13] Perret, E., Herrero, A., Berni, C., El Kadi Abderrezzak, K. et **Camenen**, B. (2015). Incipient motion of a bimodal mixture of gravels and silts : A laboratory experimental study. soumis à *36th IAHR Congress*, La Haye, Les Pays Bas.
- [CA1] Baba, Y. et **Camenen**, B. (2007). Importance of the swash longshore sediment transport in morphodynamic model. Dans *Proc. Coastal Sediments'07*, pages 1938–1946, Nouvelle Orléans, Louisiane, États-Unis. ASCE.

- [CA2] Baba, Y., **Camenen**, B., et Yamashita, T. (2006). Development and application of a N-line model on the Joetsu-Ogata coast, Japan. Dans *Proc. 30th Int. Conf. Coastal Eng.*, pages 3455–3464, San Diego, Californie, États-Unis. ASCE.
- [CA3] Baba, Y., **Camenen**, B., and Peltier Y. and Thollet F. et Zhang, H. (2010). Flows and bedload dynamics around a spur dyke in a compound channel. Dans *Proc. Proc. 11th International Symposium on River Sedimentation, Stellenbosch, Afrique du Sud*, (CDRom).
- [CA4] Bayram, A., **Camenen**, B., et Larson, M. (2003). Equivalent roughness under sheet flow conditions. Dans *Proc. Coastal Sediments'03*, Clearwater Beach, Floride, États-Unis. ASCE. (CD ROM).
- [CA5] Berni, C., **Camenen**, B. et Herrero, A., (2015). Computations of trapping coefficient for fine sediment infiltration. soumis à *36th IAHR Congress*, La Haye, Les Pays Bas.
- [CA6] **Camenen**, B., Dugué, V., Proust, S., Le Coz, J., et Paquier, A. (2009). Formation of standing waves in a mountain river and its consequences on gravel bar morphodynamics. Dans *6th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, volume I, pages 65–72, Santa Fe, Argentine.
- [CA7] **Camenen**, B., Andries, E., Faure, J.-B., de Linares, M., Gandilhon, F., et Raccasi, G. (2013). Experimental and numerical study of long term sedimentation in a secondary channel : example of the Beurre island on the Rhône River, France. Dans *Proc. 13th International Symposium on River Sedimentation*, Kyoto, Japon. CDRom.
- [CA8] **Camenen**, B., Herrero, A., Dramais, G., Thollet, F., Le Bescond, C., Perret, E. et Berni, C. (2015). Field experiment on the dynamics of fine and coarse sediments over a gravel bar in an alpine river. soumis à *36th IAHR Congress*, La Haye, Les Pays Bas.
- [CA9] **Camenen**, B., Jaballah, M., Geay, T., Belleudy, P., Laronne, J. B., et Laskowski, J. P. (2012). Tentative measurements of bedload transport in an energetic alpine gravel bed river. Dans Murillo Muñoz, R. E., editor, *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 379–386, Sept. 2012, San Jose, Costa Rica.
- [CA10] **Camenen**, B., Jodeau, M., et Jaballah, M. (2011). Dynamics of fine sediment deposits on a gravel bar before and after a flushing event using photo analysis. Dans *7th IAHR symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Pékin, Chine. CD Rom.
- [CA11] **Camenen**, B., Jodeau, M., et Le Coz, J. (2008). Conceptual modelling of the sediment flux during a flushing event (Arc en Maurienne, France). Dans *Proc. 8th Int. Conf. on HydroScience and Eng*, Nagoya, Japon. CD Rom.
- [CA12] **Camenen**, B. et Larson, M. (2005). Bed-load transport under steady and oscillatory flow. Dans *Proc. Coastal Dynamics'05*, Barcelone, Espagne. ASCE. (CD ROM).
- [CA13] **Camenen**, B. et Larson, M. (2006). A suspended-load formula over rippled bed. Dans *Proc. 30th Int. Conf. Coastal Eng.*, pages 2464–2466, San Diego, Californie,

États-Unis. ASCE.

- [CA14] **Camenen**, B. et Larson, M. (2007). A total load formula for the nearshore. Dans *Proc. Coastal Sediments '07*, pages 56–67, Nouvelle Orléans, Louisiane, États-Unis. ASCE.
- [CA15] **Camenen**, B., Le Coz, J., Dramais, G., Peteuil, C., Fretaud, T., Falgon, A., Dus-souillez, P., et Moore, S. A. (2014). A simple physically-based model for predicting sand transport dynamics in the Lower Mekong River. Dans *River Flow, Proc. 6th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, Lausanne, Suisse.
- [CA16] **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. Dans *Dittrich, A., Koll, K., Aberle, J., and Geisenhainer, P., editors, River Flow, Proc. 5th Int. Conf. on Fluvial Hydraulics*, pages 953–960, Sept. 2010, Braunschweig, Allemagne.
- [CA17] **Camenen**, B., Paquier, A., Bouarab, A., Le Coz, J., Dramais, G., et de Linares, M. (2011). 2DH modelling of a reservoir flushing compared with LSPIV measurements. Dans *Proc. 34th IAHR Congress*, pages 1717–1724, Brisbane, Australie.
- [CA18] Fruchard, F. et **Camenen**, B. (2012). Reservoir flushing : issues - physical phenomena - data. Dans *Proc. Int. Symposium on Dams for a Changing World*, Kyoto, Japon. Int. Commission on Large Dams (ICOLD). CDRom.
- [CA19] Le Coz, J., El Kadi Abderrezzak, K., **Camenen**, B., et Paquier, A. (2008). Boundary shear stress across a river section from in-situ Doppler profiler measurements. Dans *Proc. 8th Int. Conf. on HydroScience and Eng*, Nagoya, Japon. CDRom.
- [CA20] Peteuil, C., Fruchard, F., Abadie, F., Reynaud, S., **Camenen**, B., et Guertault, L. (2013). Sustainable management of sediment fluxes in reservoir by environmental friendly flushing : the case study of Genissiat dam on upper Rhône River (France). Dans *Proc. 13th International Symposium on River Sedimentation*, Kyoto, Japon. CDRom.

Rapports

- [RT1] **Camenen**, B. (2002). *Modélisation numérique du transport sédimentaire sur une plage sableuse*. Thèse de doctorat, Université J. Fourier, Grenoble, France.
- [RE1] Latapie, A. (2011). *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial : application à la Loire Moyenne*. Thèse de doctorat, Université F. Rabelais, Tours, France. 279 p.
- [RE2] Béraud, C. (2012). *Modélisation numérique des impacts de recharges sédimentaires en rivière aménagée. Cas du Vieux-Rhin entre Kembs et Breisach*. Thèse de doctorat, Université C. Bernard, Lyon 1, Lyon, France. 252 p.
- [RE3] Antoine, G. (2013). *Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne. Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, France. 282 p.

- [RE4] [Jaballah](#), M. (2013). *Alternate bar morphodynamics in an engineered mountainous river [Morphodynamique des bancs alternés d'une rivière de montagne aménagée]*. Thèse de doctorat, Université C. Bernard, Lyon, France. 196 p. (en anglais).
- [RA1] Buttolph, A. M., Reed, C. W., Kraus, N. C., Ono, N., Larson, M., **Camenen**, B., Hanson, H., Wamsley, T., et Zundel, A. K. (2006). Two-dimensional depth-averaged circulation model CMS-M2D : version 3.0, report 2, sediment transport and morphology change. Rapport technique : ERDC/CHL TR-06-9, Coastal and Hydraulics Laboratory, USACE, Vicksburg, Mississippi, USA.
- [RA2] **Camenen**, B. et Larson, M. (2007). A unified sediment transport formulation for coastal inlet application. Rapport technique : CR-07-1, Engineer Research and Development Center/Coastal Hydraulics Lab., U. S. Army Corps of Engineers.
- [RA3] **Camenen**, B. (2014). Mesure in situ de la dynamique sédimentaire des cours d'eau. Outils et méthodes. Rapport technique : Irstea-AERMC (72 p.).
- [RA4] Dramais, G., Dussouillez, P., Moore, S., Le Coz, J. et **Camenen**, B. (2013). Study of the sediment fluxes of the Lower Mekong River (2012 September 25 to October 6th field mission). Rapport technique : World Wildlife Fund (WWF) / Mekong River Commission (MRC) (73 p.).
- [RA5] Gurnell, A.M., Bussettini, M., **Camenen**, B., González del Tánago, M., Grabowski, R., Hendriks, D., Henshaw, A., Latapie, A., Rinaldi, M., et Surian, N. (2010). A multi-scale framework and indicators of hydromorphological processes and forms. Rapport technique 2.1, Part 1 : REFORM (REstoring rivers FOR effective catchment Management), a Collaborative project (large-scale integrating project) funded by the European Commission within the 7th Framework Programme under Grant Agreement 282656.
- [RA6] Gurnell, A.M., Bizzi, S., Blamauer, B., Braca, C., Bussettini, M., **Camenen**, B., Comiti, F., Demarchi, L., García de Jalón, D., González del Tánago, M., Grabowski, R., Habersack, H., Lastoria, A., Latapie, A., Martínez, V., Mountford, J. O., Nardi, L., O'Hare, M. T., Percopo, C., Rinaldi, M., Surian, N., Weissteiner, C., et Ziliani, L. (2010). Thematic Annexes. Rapport technique 2.1, Part 2 : REFORM (REstoring rivers FOR effective catchment Management), a Collaborative project (large-scale integrating project) funded by the European Commission within the 7th Framework Programme under Grant Agreement 282656.
- [RA7] Latapie, A. et **Camenen**, B. (2014). Catchment Case Studies : Partial Applications of the Hierarchical Framework. Catchment Case Study 7 : Hydromorphological assessment of the River Loire (France) : a West European large river. Rapport technique 2.1, Part 3 : REFORM (REstoring rivers FOR effective catchment Management), a Collaborative project (large-scale integrating project) funded by the European Commission within the 7th Framework Programme under Grant Agreement 282656.

- [RA8]** Le Coz, J., **Camenen**, B., Dramais, G., Ribot-Bruno, J., Ferry, M., et Rosique, J.-L. (2010). Guide technique : Police de l'eau pour le contrôle des débits réglementaires. Rapport technique, Editions Onema.

