

ÉCOLE DOCTORALE Energie, Matériaux, Sciences de la Terre et de l'Univers

E.A 6293 GÉHCO - GéoHydrosytèmes COntinentaux

THÈSE présentée par :

Nicolas CLAUDE

soutenue le : **25 juin 2012**

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

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre / Sédimentologie fluviatile

**Processus et flux hydro-sédimentaires en rivière sablo-
graveleuse :**
**influence de la largeur de section et des bifurcations en Loire moyenne
(France)**

THÈSE dirigée par :

M. BREHERET Jean-Gabriel
M. RODRIGUES Stéphane

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

RAPPORTEURS :

M. FREY Philippe
M. VAN DEN BERG Janrik

Chercheur HDR, IRSTEA Grenoble
Professeur, Utrecht University

JURY :

M. BELLEUDY Philippe
M. BREHERET Jean-Gabriel
M. FREY Philippe
M. KLEINHANS Marteen
M. METIVIER François
M. RODRIGUES Stéphane
M. VAN DEN BERG Janrik

Professeur, université Joseph Fourier de Grenoble
Professeur, université François – Rabelais de Tours
Chercheur HDR, IRSTEA Grenoble
Professeur associé, Utrecht University
Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris
Maître de conférences, université François – Rabelais de Tours
Professeur, Utrecht University

MEMBRE INVITE :

M. BOUCHARD Jean-Pierre

Ingénieur, EDF R&D Chatou

Remerciements

Ce travail de thèse venant de toucher à sa fin, c'est avec un certain plaisir que je remercie les personnes qui y ont contribué.

En premier lieu, je tiens à remercier Philippe Belleudy, Jean-Pierre Bouchard, Jean Bréhéret, Philippe Frey, Maarten Kleinhans, François Métivier, Stéphane Rodrigues et Janrik Van den Berg de m'avoir fait l'honneur de juger cette thèse. Les rapports de Philippe Frey, Maarten Kleinhans et Janrik Van den Berg ont été particulièrement appréciés et serviront, j'en suis sûr, à enrichir substantiellement mes prochains travaux.

Les membres des comités de pilotage : Philippe Belleudy, Jean-Pierre Bouchard, Stéphane Braud, Benoît Camenen, Jean-Noël Gautier, Philippe Jugé, Jérôme Le Coz, Jean-Jacques Macaire et Jacky Peters sont également remerciés pour leurs intérêts, leurs conseils et leurs nombreuses remarques qui m'ont permis d'améliorer significativement ce travail. J'adresse une pensée toute particulière à Jacky Peters.

Je remercie l'Agence de l'eau Loire-Bretagne, la DREAL Centre, l'Etablissement Public Loire, le FEDER et la Région Centre pour avoir financé ce projet et cette étude, et sans quoi, rien de tout cela n'aurait été possible.

J'exprime toute ma gratitude à Jean-Claude Jouanneau et Jean-Pierre Bouchard pour m'avoir initié à la géomorphologie et la sédimentologie fluviale au cours de mes stages de master. Ce fût un réel plaisir de partager leur passion et leurs expériences sur la métrologie et la dynamique des cours d'eau. C'est à leur contact que je me suis laissé tenter par l'idée de poursuivre l'aventure en thèse.

Suite au Master, je me suis retrouvé parachuté au GéHCO (ex ISTO, ex GéEAC) où j'ai eu la chance de côtoyer un certain nombre de personnes.

Priorité aux anciens, je tiens à remercier chaleureusement le « grand père » ou « grand chef » : Jean Bréhéret qui a largement participé au bon déroulement de cette thèse. Comme tout bon patriarche, il a fait preuve à mon égard d'une grande sympathie, d'une grande patience et n'a jamais cessé de m'encourager. Ses tentatives (désespérées) pour combler ce vide culturel qui me caractérise si bien, furent des moments très appréciés. Ses « questions bêtes » lors de nos réunions m'ont permis de sensiblement améliorer mon expression et ma pédagogie. Son investissement et sa réactivité lors du grand rush ont constitué une aide des plus précieuses pour améliorer le manuscrit.

Comment parler du «grand-père» sans évoquer le « père » ? Je n'ai toujours pas la réponse... c'est pourquoi j'adresse mes plus vifs remerciements à Stéphane Rodrigues. « Tout simplement » : merci pour tout. Son investissement dans ce travail a été plus qu'apprécié et m'a permis de travailler dans des conditions idéales. Ses conseils, ses remarques et nos nombreuses discussions ont largement contribué à mon développement scientifique. Nos péripéties sur le terrain constituent également des souvenirs très agréables (mais où est le GPS de JJ et le Proflex ? qu'est ce que tu fais pour Noël ? balance l'ancre...). Je n'oublierai pas non plus son sens aigu de l'ironie et son humour (même si je ne comprends toujours rien aux contrepèteries...). J'espère que l'on côtoiera prochainement de nouveaux (nouvelles) bar(re)s.

Je remercie chaudement Monsieur Jugé dit le « MacGyver Chinonais ». Sa contribution fût essentielle pour la mise en place de la chaîne d'acquisition. Son savoir-faire, son expérience et son ingéniosité ont été indispensables pour mener à bien les campagnes de jaugeage solide, les mesures ADP et les levés bathymétriques. Je retiendrai également sa bonne humeur caractéristique, et ce, quelles que soient les avaries, ainsi que son militantisme actif pour assurer la protection et la préservation des câbles. Enfin, encore désolé pour mes 1001 maladresses...

Cécile Grosbois-Bacchi, Jean-Paul Bakyono, Yann Guérez, Jean-Jacques Macaire et Isabelle Pene, c'est à dire l'équipe de « choc » transport solide, sont vivement remerciés pour leur enthousiasme, leur implication, leur réactivité ainsi que pour ces délicieux repas partagés au beau milieu de la Loire. Leur détermination pour réaliser les mesures lors de conditions météorologiques exécrales mérite également d'être saluée. Les services de la mairie de Bréhémont sont aussi remerciés pour leur support logistique au cours des différentes campagnes de terrain.

J'exprime toute ma gratitude à Jean-Paul Bakyono et Isabelle Pene de m'avoir si souvent accompagnés au cours de ces balades de santé sur les chenaux secondaires ainsi que pour leur investissement dans les analyses

granulométriques. Un grand merci à JPP pour sa recette de punch (et sa mauvaise foi à la pétanque) et à Mme Pene pour sa joie de vivre contagieuse (et aussi pour m'avoir permis de personnifier l'expression « moulin à paroles »).

Je souhaite remercier le Dr Bustillov pour l'intérêt qu'il a accordé à mes travaux et pour m'avoir ouvert les portes de la programmation. Nos discussions amicales ont toujours été extrêmement sympathiques et source de nombreuses idées. J'espère revoir prochainement une nouvelle présentation du « taupemodèle ».

Benjamin Gandefert est remercié pour son importante contribution aux analyses courantométriques et bathymétriques multifaisceaux. Ses goûts prononcés pour la décoration d'intérieur (photos, cartons non recyclés...) et pour le « par principe je suis contre » ont profondément égayé notre bureau.

Merci aux étudiants : Anne-Sophie, Anthony, Benoît, Glatinouille, Lucy et Olivier, qui dans le cadre de divers stages, ont activement participé aux mesures de terrain et aux analyses en laboratoire.

Je tiens également à remercier l'ensemble des enseignants-chercheurs et des secrétaires du laboratoire pour leur sympathie et pour tous les bons moments passés au sein du bâtiment E. J'adresse des remerciements tout particulier à tous les amis thésards, ingénieurs et stagiaires de la « France d'en bas » où l'ambiance a toujours été (un peu trop ?) à la fête et aux blagues de plus ou moins bon goût : Raym (le puits sans fond bourbonnais), Audrey (l'exilée lyonnaise), Mimic (l'adepte du chapeau et du fouet), Caro (la militante pro-triphasé), Lolotte (désormais je ne te casserai plus rien), Coraline (la Loire c'est comme le pastis faut pas qu'il y ait trop d'eau !!!), Emeline (l'as des faux départs indiens), Mathieu (et sa nuque brûlante), Ovidiu (le président de l'amicale des enfants de touraine), Anthony (on lui excusera son côté orléanais du nord), Elie (l'éternel transporteur de carotte du couloir), Aurélien (le passionné de marionnettistes australiens), Groslole (le meilleur représentant des amoureux de la langue espagnol et des cafetières à moins de 15 euros), Francesca (la veilleuse de nuit), Emilien (le plus matinal d'entre nous) et Valentin (le concentré de splendeur mayennaise).

Mes pensées vont également à mes amis, Bébert, Guinness, Sarah, Rapido, Robi, Simon, Stérile, la Crap, Franky, Julien, Marion, Pouich, Charlo, JeanJean, Tibo, Tim, les apaches et tous les autres qui se reconnaîtront dans le terme « ami », pour tous ces moments de détente, d'évasion et de fête.

J'adresse mes sincères remerciements à ma famille, et plus particulièrement à mes parents, pour m'avoir toujours encouragé, accompagné et soutenu au cours de ces années d'études.

Enfin, comment ne pas remercier celle qui m'a tant apporté, celle avec qui j'ai partagé tous les bons et les mauvais moments du premier au dernier jour de cette thèse, celle qui a toujours supporté toute sorte d'excès et qui a toujours accepté les nombreuses contraintes associées à la vie de thésard ? Merci Sarah pour tout ça (je te dois encore pas mal de vacances), merci également pour tout le reste et merci d'avance pour toutes les bonnes choses qui nous attendent.

Résumé

Une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) du chenal principal de la Loire moyenne (France), incluant une bifurcation asymétrique, est étudiée par courantométrie, bathymétrie multifaisceaux et jaugeages solides. Elle offre une morphologie dont l'évolution est influencée par la morphodynamique des barres sédimentaires. Les forçages induits par les variations de largeur du chenal et la configuration des barres structurent les flux liquides et solides qui, par rétroaction, conditionnent l'évolution des barres. En crue, les relations entre l'hydrodynamique, le charriage et la dynamique des dunes s'ajustent aux variations de débit et engendrent l'érosion du lit en montée des eaux puis son aggradation en décrue. En période de basses eaux, la forte mobilité des sédiments favorise une active morphogénèse. Le charriage total est estimé à 480 000 t pour 2010. La bifurcation module la structure des écoulements seulement après submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire. L'exportation de la charge de fond vers l'annexe hydraulique semble facilitée par l'érosion du seuil d'entrée ainsi que par la présence d'une barre au pied de cette même marche.

Mots clés : écoulement, transport solide, dune, barre sédimentaire, variation de largeur, bifurcation, crue, basses eaux

Abstract

A widening/narrowing area (ZER) of the main channel of the middle reaches of the Loire River (France), including an asymmetrical bifurcation, are studied from hydraulic measurements, multibeam bathymetries and sediment sampling. The evolution of the ZER's morphology is influenced by the morphodynamics of bars. The forcing effects induced by channel width variations and by bars configuration determine the structure of water and sediment fluxes which affect, in turn, the bars evolution. During floods, the links between hydrodynamics, bedload transport and dunes dynamics adjust to discharges variations and cause bed erosion before the flood's peak and bed aggradation after. Due to the high sediment mobility, the low flow periods highly affect the morphological evolution of the ZER. In 2010, the total bedload transport reached 480 000 t. The bifurcation influences the flow structure only after the total submersion of the inlet step of the secondary channel. The exportation of the bed-material load toward the secondary channel becomes probably significant after the erosion of the inlet step as well as by the presence of a bar in front of this step.

Key words: flow, sediment transport, dune, sedimentary bar, width variation, bifurcation, flood, low flows

Table des matières

REMERCIEMENTS	3
RESUME	5
ABSTRACT	7
TABLE DES MATIERES	9
LISTE DES TABLEAUX	17
LISTE DES FIGURES	19
LISTE DES NOTATIONS.....	25
CHAPITRE I. INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE	29
I.1. CONTEXTE SCIENTIFIQUE GENERAL	31
<i>I.1.1. Dynamique hydro-sédimentaire et morphologique des systèmes fluviaux</i>	31
<i>I.1.2. Profil en long et styles fluviaux</i>	32
<i>I.1.3. Géométrie du chenal : élargissement/rétrécissements, bifurcations et barres sédimentaires</i>	34
I.2. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES DES ZONES D'ÉLARGISSEMENT/RETRECISSEMENT ET DES BIFURCATIONS.....	36
<i>I.2.1. Zones d'élargissement/rétrécissement (ZER).....</i>	<i>36</i>
I.2.1.1. ZER et configuration des barres.....	36
I.2.1.2. Variations de débit et évolution morphologique des ZER	39
I.2.1.3. Structure des écoulements dans les ZER	39
I.2.1.4. Processus sédimentaires dans les ZER.....	41
<i>I.2.2. Bifurcations.....</i>	<i>42</i>
I.2.2.1. Configuration d'équilibre et stabilité des bifurcations	42
I.2.2.2. Structure des écoulements dans les bifurcations.....	43
I.2.2.3. Processus sédimentaires dans les bifurcations.....	45
I.3. PROBLEMATIQUES ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE.....	46
<i>I.3.1. Questionnements et approche scientifique retenue</i>	<i>46</i>
<i>I.3.2. Motivations du point de vue du domaine appliqué</i>	<i>48</i>
<i>I.3.3. Structure du manuscrit</i>	<i>49</i>
CHAPITRE II. CONTEXTE DU SITE D'ÉTUDE, APPROCHE RETENUE ET MATERIEL DE MESURE	51
II.1. PRESENTATION DE LA LOIRE ET DE SON BASSIN VERSANT	53
<i>II.1.1. Données géographiques et hydrographiques</i>	<i>53</i>

II.1.2. Lithologie du bassin versant	54
II.1.3. Régime hydrologique	56
II.1.4. Morphologie fluviale de la Loire	56
II.1.5. Incision récente de la Loire et conséquences	59
II.1.6. Site d'étude	60
II.2. APPROCHES ET MODALITES D'ACQUISITION DES DONNEES	61
II.2.1. Acquisition des données dans le chenal principal	61
II.2.2. Acquisition des données sur le seuil d'entrée du chenal secondaire	64
CHAPITRE III. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT DE CHENAL DANS UNE RIVIERE SABLO-GRAVELEUSE : IMPORTANCE DE LA CONFIGURATION DES BARRES ET DES BAS DEBITS, EXEMPLE DE LA LOIRE MOYENNE, FRANCE.....	67
III.1. INTRODUCTION	70
III.2. LA LOIRE ET LE SITE D'ETUDE	72
III.2.1. Site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne	72
III.2.2. Le site d'étude et la morphologie du chenal	73
III.3. MATERIELS ET METHODES	75
III.3.1. Hydrologie	75
III.3.1.1. Hydrogramme et distribution des mesures	75
III.3.1.2. Caractérisation de l'hydrologie	76
III.3.2. Bathymétrie	77
III.3.3. Traitements des données	78
III.3.3.1. Construction des modèles numériques de terrain (MNT)	78
III.3.3.2. Cartographie érosion/dépôt	78
III.3.3.3. Vitesse de migration des barres	80
III.4. RESULTATS	80
III.4.1. Caractérisation des différentes périodes hydrologiques	80
III.4.2. Evolution morphologique du lit lors des crues printanières (levés 1 à 4)	81
III.4.2.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt	82
III.4.2.2. Evolution du stockage sédimentaire entre les crues printanières	84
III.4.3. Evolution morphologique du lit pendant la crue de juin (levés 4 à 6)	86
III.4.3.1. Evolution morphologique du lit en montée de crue (levés 4 à 5)	86
III.4.3.2. Evolution morphologique du lit en décrue (levés 5 à 6)	87
III.4.3.3. Evolution du stockage sédimentaire pendant la crue de juin	88
III.4.4. Evolution morphologique du lit pendant la période de bas débits estival (levés 6 à 7)	91
III.4.4.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt	92
III.4.4.2. Evolution du stockage sédimentaire pendant la période de bas débits estival	93
III.4.5. Evolution morphologique du lit pendant les crues hivernales (levés 7 à 11)	94
III.4.5.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt lors des deux crues de décembre (levés 7 à 11)	95

III.4.5.2. Evolution morphologique du lit lors de la première montée de crue (levés 7 à 8)	96
III.4.5.3. Evolution morphologique du lit lors de la première décrue (levés 8 à 9)	97
III.4.5.4. Evolution morphologique du lit lors de la deuxième montée de crue (levés 9 à 10, Fig. III. 21)	99
III.4.5.5. Evolution morphologique du lit lors de la deuxième décrue (levés 10 à 11, Fig. III. 22).....	99
III.4.5.6. Evolution du stock sédimentaire lors de la crue de décembre	100
<i>III.4.6. Evaluation des vitesses de migration des barres</i>	<i>103</i>
III.5. DISCUSSION.....	104
<i>III.5.1. Evolution morphologique du tronçon pendant la période de suivi</i>	<i>104</i>
<i>III.5.2. « Stabilité » des configurations morphologiques des barres</i>	<i>107</i>
<i>III.5.3. Influence des crues et des bas débits sur les processus sédimentaires et la morphodynamique du lit</i>	<i>108</i>
<i>III.5.4. Processus sédimentaires à l'échelle d'une crue</i>	<i>111</i>
<i>III.5.5. Réponses du lit à l'occurrence de deux crues successives.....</i>	<i>113</i>
III.6. CONCLUSION	114
CHAPITRE IV. ESTIMATION DES TAUX DE CHARRIAGE DANS UNE GRANDE RIVIERE SABLO-GRAVELEUSE A PARTIR DE JAUGEAGES SOLIDE, DE DUNE TRACKING ET DE FORMULES EMPIRIQUES	117
IV.1. INTRODUCTION	120
IV.2. STUDY SITE.....	122
IV.3. MATERIALS AND METHODS.....	124
<i>IV.3.1. Field measurements</i>	<i>125</i>
<i>IV.3.1.1. Bedload sampling</i>	<i>125</i>
<i>IV.3.1.2. Multibeam echosoundings</i>	<i>127</i>
<i>IV.3.1.3. ADP measurements.....</i>	<i>128</i>
<i>IV.3.2. Methods for the assessment of bedload transport</i>	<i>129</i>
<i>IV.3.2.1. Bedload transport from direct measurements.....</i>	<i>129</i>
<i>IV.3.2.2. Bedload transport from dune tracking.....</i>	<i>130</i>
<i>IV.3.2.3. Bedload transport from empirical formulas.....</i>	<i>132</i>
IV.4. RESULTS	135
<i>IV.4.1. Flow velocity, grain size and dunes geometry.....</i>	<i>135</i>
<i>IV.4.2. Unit bedload transport</i>	<i>140</i>
<i>IV.4.3. Total bedload transport.....</i>	<i>142</i>
IV.5. COMPARISON OF THE METHODS OF ESTIMATION OF THE BEDLOAD TRANSPORT	144
<i>IV.5.1. Comparison of unit bedload transport</i>	<i>144</i>
<i>IV.5.2. Comparison of total bedload transport</i>	<i>147</i>
<i>IV.5.2.1. Assessment of the total bedload transport rates.....</i>	<i>147</i>
<i>IV.5.2.2. Assessment of the temporal variation in the total bedload discharges</i>	<i>149</i>
<i>IV.5.3. Sensitivity analysis.....</i>	<i>151</i>
<i>IV.5.4. Estimation of annual bedload discharge</i>	<i>154</i>

IV.6. DISCUSSION	156
IV.6.1. <i>Bedload transport assessment using indirect methods</i>	156
IV.6.2. <i>Bedload transport assessed using direct bedload measurements</i>	160
IV.6.3. <i>Perspectives on estimating bedload transport in large sand-gravel bed rivers</i>	161
IV.7. CONCLUSION	162
CHAPITRE V. MORPHODYNAMIQUE DE BARRES ET DE DUNES EN CRUE, TEMOINS D'UNE DISPONIBILITE EN SEDIMENTS NON-UNIFORME DANS UNE GRANDE RIVIERE SABLO-GRAVELEUSE : CAS DE LA LOIRE MOYENNE	165
V.1. INTRODUCTION	168
V.2. PRESENTATION DE LA LOIRE, DE SON HYDROLOGIE ET DU SITE D'ETUDE	170
V.2.1. <i>Site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne</i>	170
V.2.2. <i>Hydrologie du site d'étude</i>	171
V.2.3. <i>Morphologie du chenal principal du site d'étude</i>	172
V.3. MATERIELS ET METHODES	176
V.3.1. <i>Mesures in situ</i>	176
V.3.1.1. Bathymétrie multifaisceaux	176
V.3.1.2. Mesures à l' <i>Acoustic Doppler Profiler</i> (ADP).....	176
V.3.2. <i>Détermination des dimensions des formes du lit</i>	177
V.3.3. <i>Estimation du charriage à partir de la migration des formes du lit</i>	178
V.3.4. <i>Rugosité hydraulique associée aux dunes</i>	180
V.3.5. <i>Contraintes de cisaillement</i>	180
V.4. RESULTATS.....	181
V.4.1. <i>Dynamique des barres en crue</i>	181
V.4.1.1. Configuration morphologique des barres	181
V.4.1.2. Hauteur des barres.....	182
V.4.1.3. Longueur et migration des barres	184
V.4.2. <i>Dynamique des dunes en crue</i>	187
V.4.2.1. Classification des dunes	188
V.4.2.2. Direction de migration et forme des dunes	189
V.4.2.3. Dimension des dunes en crue	192
V.4.3. <i>Débit solide</i>	200
V.4.3.1. Transport solide charrié par les dunes	200
V.4.3.2. Transport solide charrié par les barres.....	201
V.5. DISCUSSION	202
V.5.1. <i>Configuration « d'équilibre » des barres et des dunes</i>	202
V.5.1.1. Les barres	202
V.5.1.2. Les dunes.....	203

V.5.2. <i>Influence des barres et de la non-uniformité de la disponibilité en sédiments sur la morphodynamique des dunes</i>	206
V.5.3. <i>Influence de la migration des dunes sur la morphodynamique des barres</i>	209
V.5.4. <i>Relation entre la rugosité hydraulique associée aux dunes et le charriage en crue</i>	210
V.6. CONCLUSION	216
CHAPITRE VI. INTERACTIONS ENTRE STRUCTURE DES ECOULEMENTS ET MORPHODYNAMIQUE DE BARRES MIGRANTES DANS UN ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT DE CHENAL, CAS DE LA LOIRE MOYENNE, FRANCE	
219	
VI.1. INTRODUCTION	222
VI.2. LOIRE RIVER AND STUDY SITE	224
VI.2.1. <i>Presentation of the Loire River</i>	224
VI.2.2. <i>Study site and channel morphology</i>	224
VI.3. MATERIALS AND METHODS	226
VI.3.1. <i>Field measurements</i>	227
VI.3.1.1. <i>Multibeam echosoundings</i>	227
VI.3.1.2. <i>ADP measurements</i>	228
VI.3.2. <i>Primary and secondary components of flow velocities</i>	229
VI.3.3. <i>Dimensions of bedforms</i>	230
VI.3.4. <i>Bed shear stress and flow resistance</i>	231
VI.4. RESULTS	233
VI.4.1. <i>Morphology of migrating bars</i>	233
VI.4.2. <i>Primary velocities</i>	236
VI.4.3. <i>Secondary velocities and secondary currents</i>	238
VI.4.4. <i>Flow directions</i>	241
VI.4.5. <i>Bed shear stresses</i>	243
VI.4.6. <i>Flow resistances</i>	246
VI.5. DISCUSSION	249
VI.5.1. <i>Influence of bars on flow structure</i>	249
VI.5.1.1. <i>Influence of the Bar Growth Index (BGI) on the flow direction</i>	249
VI.5.1.2. <i>Influence of bars on the structure of secondary currents</i>	250
VI.5.2. <i>Influence of flow on bar morphodynamics</i>	252
VI.5.2.1. <i>Forcing effects by bed morphology on bar initiation and migration</i>	252
VI.5.2.2. <i>Channel narrowing: a bar regime shifting longitudinally to a dune regime</i>	253
VI.5.2.3. <i>Flow divergence and the morphodynamics of migrating bars</i>	253
VI.5.2.4. <i>Flow asymmetry and the morphodynamics of migrating bars</i>	254
VI.5.2.5. <i>Secondary currents and the morphodynamics of migrating bars</i>	254
VI.5.3. <i>Transition between a transversal bar to alternate bars in a widening/narrowing channel</i>	255
VI.6. CONCLUSION	258

CHAPITRE VII. COMBINAISON DE L'INFLUENCE DES VARIATIONS DE LARGEUR DE CHENAL, DES BARRES ET DU DEGRE DE CONNEXION D'UNE BIFURCATION ASYMETRIQUE SUR LA STRUCTURE DES ECOULEMENTS PENDANT LES CRUES, EXEMPLE DE LA LOIRE MOYENNE, FRANCE	261
VII.1. INTRODUCTION	264
VII.2. LA LOIRE : HYDROLOGIE ET SITE D'ETUDE.....	266
<i>VII.2.1. Le site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne</i>	<i>266</i>
<i>VII.2.2. Hydrologie du site d'étude.....</i>	<i>267</i>
<i>VII.2.3. Site d'étude et morphologie du chenal.....</i>	<i>269</i>
VII.3. MATERIELS ET METHODES	271
<i>VII.3.1. Mesures in situ</i>	<i>271</i>
VII.3.1.1. Bathymétrie multifaisceaux	271
VII.3.1.2. Mesures à l'Acoustic Doppler Profiler (ADP).....	271
<i>VII.3.2. Composantes primaires et secondaires des vitesses de courant</i>	<i>273</i>
<i>VII.3.3. Divergence des écoulements</i>	<i>274</i>
VII.4. RESULTATS.....	275
<i>VII.4.1. Morphologie des barres durant les crues</i>	<i>275</i>
<i>VII.4.2. Vitesses primaires.....</i>	<i>276</i>
<i>VII.4.3. Vitesses secondaires</i>	<i>280</i>
<i>VII.4.4. Directions des écoulements.....</i>	<i>284</i>
VII.4.4.1. Distribution transversale de la direction des écoulements en crue	284
VII.4.4.2. Directions moyennes des écoulements en fonction des débits	287
VII.4.4.3. Effet de divergence des écoulements par les barres en fonction du débit	289
VII.5. DISCUSSION	290
<i>VII.5.1. Structure générale des écoulements</i>	<i>290</i>
<i>VII.5.2. Structure des écoulements sans submersion de la bifurcation.....</i>	<i>292</i>
<i>VII.5.3. Structure des écoulements pendant la submersion de la bifurcation</i>	<i>293</i>
<i>VII.5.4. Une bifurcation trop asymétrique pour affecter la structure des écoulements ?.....</i>	<i>295</i>
VII.6. CONCLUSION	297
CHAPITRE VIII. MORPHODYNAMIQUE DES BARRES SEDIMENTAIRES, TRANSPORT SOLIDE ET HYDRODYNAMIQUE AU SEIN D'UN ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT DE CHENAL ET D'UNE BIFURCATION ASYMETRIQUE : SYNTHESE.....	301
VIII.1. INTRODUCTION	303
VIII.2. APPARITION, MIGRATION ET DISPARITION D'UNE BARRE DANS UNE ZONE D'ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT	304
<i>VIII.2.1. Apparition d'une barre migrante.....</i>	<i>304</i>
<i>VIII.2.2. Morphodynamique d'une barre migrante.....</i>	<i>305</i>
<i>VIII.2.3. Morphodynamique et disparition d'une barre non-migrante</i>	<i>309</i>
VIII.3. REPONSE DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET MORPHOLOGIQUE DU LIT A L'HYDROLOGIE	311

<i>VIII.3.1. Contraintes hydrauliques, charriage et bilans sédimentaires en crue</i>	311
<i>VIII.3.2. Influence d'une bifurcation asymétrique sur la dynamique hydro-sédimentaire d'une zone d'élargissement/rétrécissement</i>	316
VIII.4. QUELQUES ELEMENTS POUR LA GESTION ET L'ENTRETIEN DE LA LOIRE MOYENNE.....	320
<i>VIII.4.1. Estimation du charriage sur la Loire moyenne et ses affluents</i>	320
<i>VIII.4.2. Influence d'anciens ouvrages sur la morphologie actuelle</i>	322
<i>VIII.4.3. Entretien des seuils d'entrée des chenaux secondaires</i>	326
CHAPITRE IX. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	331
BIBLIOGRAPHIE	339
ANNEXES	361
ANNEXE 1 EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES DUNES (HAUTEUR, LONGUEUR, STEEPNESS) AINSI QUE DE LA RUGOSITE HYDRAULIQUE ET DES TAUX DE CHARRIAGE ASSOCIES AUX DUNES EN FONCTION DES DEBITS.....	362

Liste des tableaux

CHAPITRE III

TAB. III. 1. VITESSES MOYENNES ET HAUTEURS D'EAU MOYENNES MESUREES SUR LE PROFIL P80	76
TAB. III. 2. SURFACE DES UNITES MORPHOLOGIQUES UTILISEES POUR LE CALCUL DES BILANS SEDIMENTAIRES.	79
TAB. III. 3. PARAMETRES HYDROLOGIQUES SELON LA PERIODE CONSIDEREE.....	81
TAB. III. 4. VITESSES DE MIGRATION LATERALES ET LONGITUDINALES DES BARRES PAR INTERVALLE DE TEMPS	103

CHAPITRE IV

TAB. IV. 1. SCHEME OF BEDLOAD SAMPLING MEASUREMENTS	126
TAB. IV. 2. MEAN CROSS-SECTIONAL HYDRAULIC PARAMETERS AND GRAIN SIZES.....	139
TAB. IV. 3. TOTAL BEDLOAD DISCHARGES ESTIMATED FROM SEDIMENT SAMPLING, DUNE TRACKING METHOD, VAN RIJN AND MEYER- PETER AND MÜLLER FORMULAS.	143
TAB. IV. 4 COEFFICIENTS OF DETERMINATION BETWEEN ESTIMATED UNIT BEDLOAD TRANSPORTS	145
TAB. IV. 5 COEFFICIENTS OF DETERMINATION BETWEEN ESTIMATED TOTAL BEDLOAD TRANSPORTS	147
TAB. IV. 6 SENSITIVITY ANALYSIS ILLUSTRATING THE INFLUENCE OF HYDRODYNAMIC AND SEDIMENTOLOGICAL FEATURES ON BEDLOAD TRANSPORT RATES.	152
TAB. IV. 7. EXEMPLE OF ANNUAL BEDLOAD DISCHARGES ($t.km^{-2}.y^{-1}$) OF SOME LARGE RIVERS	155

CHAPITRE V

TAB. V. 1. PARAMETRES HYDRAULIQUES MOYENS MESURES SUR LE PROFIL P80.....	174
--	-----

CHAPITRE VI

TAB. VI. 1. CROSS-SECTIONAL HYDRAULIC PARAMETERS	227
TAB. VI. 2. LENGTH, HEIGHT, AND VELOCITY OF MIGRATING BARS.....	234

CHAPITRE VII

TAB. VII. 1 .PARAMETRES HYDRAULIQUES MOYENS MESURES SUR LE PROFIL P80.....	268
TAB. VII. 2. PARAMETRES CARACTERISTIQUES DE LA BIFURCATION A DEBIT MAXIMAL ($1950 m^3.s^{-1}$).....	270
TAB. VII. 3. ANALYSE DE CORRELATION ENTRE DEBIT LIQUIDE ET RATIO D.	290

Liste des figures

CHAPITRE I

FIG. I. 1. EXEMPLES DE STYLES FLUVIATILES : A) RIVIERE RECTILIGNE (ISERE, FRANCE), B) RIVIERE A MEANDRE (ALLIER, FRANCE), C) RIVIERE EN TRESSSES (TAGLIAMENTO, ITALIE), D) RIVIERE A CHENAUX MULTIPLES (BELLA COOLA, CANADA).....	33
FIG. I. 2. EXEMPLE D'ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT DANS UNE RIVIERE A CHENAUX MULTIPLES (BRAHMAPOUTRE, BANGLADESH).	37
FIG. I. 3. FORÇAGES DES VARIATIONS DE LARGEUR SUR LA CONFIGURATION DES BARRES FORCEES ET LIBRES.	38
FIG. I. 4. STRUCTURE DES ECOULEMENTS DANS UNE BIFURCATION.	44

CHAPITRE II

FIG. II. 1. RELIEF DU BASSIN VERSANT DE LA LOIRE AVEC LES BASSINS VERSANTS DES PRINCIPAUX AFFLUENTS, LES BARRAGES ET LES CENTRALES NUCLEAIRES. SOURCE : ANDRIAMAHEFA (1999), MODIFIE.....	54
FIG. II. 2. CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA LOIRE EXTRAITE DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE LA FRANCE AU 1/1000000. SOURCE : BRGM.	55
FIG. II. 3. STYLES FLUVIATILES RENCONTRES SUR LA LOIRE : A) CHENAL A MEANDRES EN LOIRE AMONT (DIGOIN), B) CHENAUX MULTIPLES EN LOIRE MOYENNE (LA CHARITE-SUR-LOIRE), C) CHENAL A MEANDRES EN LOIRE MOYENNE (GUILLY), D) CHENAL RECTILIGNE EN LOIRE MOYENNE (BLOIS), E) CHENAUX MULTIPLES EN LOIRE AVAL (INGRANDES).	57
FIG. II. 4. EVOLUTION LONGITUDINALE DE LA GRANULARITE DES SEDIMENTS DU CHENAL PRINCIPAL ENTRE LE BEC D'ALLIER ET MONTJEAN-SUR-LOIRE. SOURCE : LATAPIE (2011).	58
FIG. II. 5. LOCALISATION DU SITE D'ETUDE.	60
FIG. II. 6. ECHANTILLONNEURS UTILISES POUR LE JAUGEAGE SOLIDE.	62
FIG. II. 7. CAMPAGNES DE MESURES MENEES DANS LE CHENAL PRINCIPAL ET LES CHENAUX SECONDAIRES.	63

CHAPITRE III

FIG. III. 1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE ET DE L'EMPRISE DES LEVES MULTIFAISCEAUX.....	73
FIG. III. 2. EVOLUTION DE L'ASPECT RATIO EN FONCTION DU DEBIT AU NIVEAU DE 3 PROFILS TRANSVERSAUX ADP.....	74
FIG. III. 3. HYDROGRAMME DE LA LOIRE A LANGEAIS ET LOCALISATION DES LEVES BATHYMETRIQUES.....	75
FIG. III. 4. CONTOURS DES UNITES MORPHOLOGIQUES UTILISEES POUR LE CALCUL DES BILANS SEDIMENTAIRES : A) EN JUIN ET B) EN DECEMBRE	79
FIG. III. 5. LOCALISATION DES PROFILS : A) PROFILS TRANSVERSAUX, B) PROFILS LONGITUDINAUX EXTRAITS POUR LE CALCUL DES VITESSES DE MIGRATION DES MACROFORMES.	79
FIG. III. 6. MNT A) DU 15 MARS, B) DU 7 AVRIL ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	82
FIG. III. 7. MNT A) DU 7 AVRIL, B) DU 18 MAI ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.....	83
FIG. III. 8. MNT A) DU 18 MAI, B) DU 19 JUIN ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	84
FIG. III. 9. A) QUANTIFICATION DE L'EROSION ET DU DEPOT ET B) BILAN SEDIMENTAIRE ENTRE LES CRUES PRINTANIERES.	85
FIG. III. 10. MNT A) DU 19 JUIN, B) DU 22 JUIN ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT EN MONTEE DE CRUE.....	87

FIG. III. 11. MNT DES A) 22 JUIN, B) 28 JUIN ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT EN DECRUE.	88
FIG. III. 12. A) QUANTIFICATION DE L'EROSION ET DU DEPOT ET B) BILAN SEDIMENTAIRE LORS DE LA CRUE DE JUIN.	89
FIG. III. 13. BILANS SEDIMENTAIRES PAR UNITE MORPHOLOGIQUE EN FONCTION DE L'AUGMENTATION OU DE LA DIMINUTION DES DEBITS AU COURS DE LA CRUE DE JUIN.	90
FIG. III. 14. MNT A) DU 28 JUIN, B) DU 10 DECEMBRE ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT LORS DE L'ETIAGE.	92
FIG. III. 15. MNT DU 8 NOVEMBRE REALISE AVANT LA PREMIERE CRUE HIVERNALE.	93
FIG. III. 16. EVOLUTION DES SURFACES ERODEES/DEPOSEES PAR PROFIL D'AMONT EN AVAL ENTRE LE 28 JUIN ET LE 10 DECEMBRE 2010.	94
FIG. III. 17. MNT DES A) 10 DECEMBRE, B) 10 JANVIER ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	95
FIG. III. 18. EVOLUTION TRANSVERSALE DU LIT AU DROIT DU PROFIL P90 ENTRE LE 10 DECEMBRE ET LE 10 JANVIER.	96
FIG. III. 19. MNT DES A) 10 DECEMBRE, B) 12 DECEMBRE ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	97
FIG. III. 20. MNT DES A) 12 DECEMBRE, B) 20 DECEMBRE ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	98
FIG. III. 21. MNT DES A) 20 DECEMBRE, B) 28 DECEMBRE ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	99
FIG. III. 22. MNT DES A) 28 DECEMBRE, B) 10 JANVIER ET C) EVOLUTION ALTITUDINALE DU LIT ENTRE CES DEUX DATES.	100
FIG. III. 23. A) QUANTIFICATION DE L'EROSION ET DU DEPOT ET B) BILAN SEDIMENTAIRE LORS DES CRUES DE DECEMBRE.	101
FIG. III. 24. BILANS SEDIMENTAIRES PAR UNITE MORPHOLOGIQUE EN FONCTION DE L'AUGMENTATION OU DE LA DIMINUTION DES DEBITS AU COURS DES CRUES DE DECEMBRE.	102
FIG. III. 25. SCHEMA DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU TRONÇON PENDANT LA PERIODE DE SUIVI.	106
FIG. III. 26. EVOLUTION MOYENNE DU STOCK SEDIMENTAIRE PAR UNITE MORPHOLOGIQUE A L'ISSUE DES DEUX CRUES DE DECEMBRE.	112
FIG. III. 27. EVOLUTION DU STOCK SEDIMENTAIRE EN FOCNTION DES VARIATIONS DE DEBITS LORS DES DEUX CRUES DE DECEMBRE.	114

CHAPITRE IV

FIG. IV. 1. PRESENTATION OF THE STUDY SITE AND LOCATION OF VERTICALS OF SEDIMENT SAMPLING, DUNE TRACKING PROFILES AND ADP PROFILES.	124
FIG. IV. 2. DISTRIBUTION OF THE MEASUREMENTS FOR THE HYDROGRAPH OF THE LANGEAIS GAUGING STATION (4.5 KM UPSTREAM FROM THE STUDY SITE).	125
FIG. IV. 3. EXAMPLE OF LONGITUDINAL PROFILES OF BED ELEVATION FOR TWO ECHOSOUNDINGS.	131
FIG. IV. 4. MEAN CROSS SECTIONAL A) FLOW VELOCITY, B) WATER DEPTH AND C) WATER SURFACE SLOPE AS A FUNCTION OF WATER DISCHARGE.	136
FIG. IV. 5. A) GRAIN SIZE DISTRIBUTION OF BEDLOAD AND BED SEDIMENTS, B) GRAIN SIZE DIAMETERS OF BEDLOAD AND BED AS A FUNCTION OF WATER DISCHARGE AT THE STUDY SITE OF BRÉHÉMONT.	137
FIG. IV. 6. MEAN CROSS SECTIONAL A) DUNE HEIGHT, B) DUNE LENGTH, C) DUNE STEEPNESS AND D) DUNE SPEED MIGRATION DURING THE FLOODS OF JUNE AND DECEMBER 2010.	138
FIG. IV. 7. UNIT BEDLOAD TRANSPORT RATES MEASURED WITH SAMPLERS AS A FUNCTION OF THE WATER DISCHARGE.	140
FIG. IV. 8. LATERAL VARIABILITY OF THE UNIT BEDLOAD TRANSPORT RATES MEASURED WITH SAMPLER AS A FUNCTION OF THE WATER DISCHARGE.	141

FIG. IV. 9. UNIT BEDLOAD DISCHARGES ESTIMATED BY A) DUNE TRACKING METHOD, B) VAN RIJN AND C) MEYER-PETER AND MÜLLER FORMULAS.	141
FIG. IV. 10. TOTAL BEDLOAD TRANSPORT RATES ESTIMATED FROM SEDIMENT SAMPLING ($Q_{B_{SAMPLING}}$), DUNE TRACKING METHOD ($Q_{B_{DTM}}$), VAN RIJN ($Q_{B_{VR}}$) AND MEYER-PETER AND MÜLLER FORMULAS ($Q_{B_{MPM}}$).	142
FIG. IV. 11. DISCREPANCY RATIOS OF THE ESTIMATED UNIT BEDLOAD TRANSPORT RATES AS A FUNCTION OF THE TRANSPORT STAGE, A) FOR THE DUNE TRACKING METHOD, B) FOR THE VAN RIJN FORMULA AND C) FOR THE MEYER-PETER AND MÜLLER FORMULA.	146
FIG. IV. 12. DISCREPANCY RATIOS OF ESTIMATED TOTAL BEDLOAD TRANSPORT RATES AS A FUNCTION OF THE TRANSPORT STAGE: COMPARISON OF THE DUNE TRACKING METHOD, THE VAN RIJN FORMULA AND THE MEYER-PETER AND MÜLLER FORMULA WITH BEDLOAD SAMPLING.	148
FIG. IV. 13. RATIO BETWEEN THE ESTIMATES OF THE FORMULAS AND BEDLOAD MEASUREMENTS AS A FUNCTION OF THE RATIO OF H_D/L_D	149
FIG. IV. 14. EVOLUTION OF THE TOTAL BEDLOAD MEASURED WITH SAMPLERS AND ESTIMATED BY THE VAN RIJN FORMULA, THE MEYER-PETER AND MÜLLER FORMULA AND THE DUNE TRACKING METHOD AS A FUNCTION OF WATER DISCHARGE: A) DURING MEDIUM FLOWS IN MARCH 2010 AND B) DURING HIGH FLOWS IN DECEMBER 2010.	150
FIG. IV. 15. VARIATIONS IN GRAIN SIZES AND BEDLOAD DISCHARGES AS A FUNCTION OF WATER DISCHARGE: A) D_{50} DURING MEDIUM FLOWS IN MARCH 2010, B) D_{50} DURING HIGH FLOWS IN DECEMBER 2010, C) D_{90} DURING MEDIUM FLOWS IN MARCH 2010 AND D) D_{90} DURING HIGH FLOWS IN DECEMBER 2010.	153
FIG. IV. 16. RATING CURVE BETWEEN WATER DISCHARGE AND BEDLOAD TRANSPORT ESTIMATED FROM SAMPLING MEASUREMENTS AND VAN RIJN EQUATION.	155
FIG. IV. 17. EVOLUTION OF FLOW VELOCITIES DURING THE MEASUREMENTS OF MARCH 2010 AND THE FIRST FLOOD OF DECEMBER 2010.	157
FIG. IV. 18. EVOLUTION OF THE PRODUCT OF WATER DEPTH ANT WATER SLOPE (DS) DURING THE FALLING LIMB OF THE FIRST FLOOD OF DECEMBER 2010.	159
FIG. IV. 19. EVOLUTION OF THE FRACTION OF THE BEDLOAD WHICH DOES NOT PARTICIPATE TO THE MIGRATION OF THE DUNES (C_1) AS A FUNCTION OF THE WATER DISCHARGE.	160

CHAPITRE V

FIG. V. 1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE.	171
FIG. V. 2. DISTRIBUTION DES MESURES SUR L'HYDROGRAMME DE LA STATION DE JAUGEAGE DE LANGEAIS (4.5 KM EN AMONT DU SITE D'ETUDE).	172
FIG. V. 3. DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES VITESSES DE COURANT : A) LE 25/06/2010 ET B) LE 20/12/2010.	175
FIG. V. 4. CONFIGURATION MORPHOLOGIQUE DES BARRES : A) EN JUIN ET B) EN DECEMBRE.	182
FIG. V. 5. EVOLUTION DE LA HAUTEUR DE LA BARRE B2 EN FONCTION DU DEBIT SUR LES PROFILS P80, P90 ET P95.	184
FIG. V. 6. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA BARRE TRANSVERSALE ET DE LA DUNE ISOLEE (ISOLATED DUNE) EN JUIN.	185
FIG. V. 7. EVOLUTION DE LA LONGUEUR DE LA BARRE B2 EN FONCTION DU DEBIT.	186
FIG. V. 8. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES BARRES EN DECEMBRE.	187
FIG. V. 9. HISTOGRAMME DE LA LONGUEUR D'ONDE DES DUNES ($N=222$)	188

FIG. V. 10. HAUTEUR DES DUNES EN FONCTION DE LEUR LONGUEUR.....	189
FIG. V. 11. FORME ET DIRECTION DES DUNES EN JUIN.	190
FIG. V. 12. FORME ET DIRECTION DES DUNES EN DECEMBRE.....	191
FIG. V. 13. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DES DUNES DURANT LES CRUES DE JUIN ET DE DECEMBRE : A) HAUTEUR DES DUNES, B) LONGUEUR DES DUNES C) STEEPNESS DES DUNES ET D) RUGOSITE ASSOCIEE AUX DUNES.....	195
FIG. V. 14. EXEMPLES DE PROFILS BATHYMETRIQUES LONGITUDINAUX : A) LE 25/06/2010 ET B) LE 15/12/10.	197
FIG. V. 15. EXEMPLES D'HYSTERESES POUR DIFFERENTES CARACTERISTIQUES DES DUNES MESUREES DURANT LES CRUES DE JUIN ET DECEMBRE.	199
FIG. V. 16. EVOLUTION DES TAUX DE CHARRIAGES DURANT LES CRUES DE JUIN ET DECEMBRE.....	201
FIG. V. 17. COMPARAISON DES TAUX DE CHARRIAGE DES DUNES AUX TAUX DE CHARRIAGE DES BARRES.	202
FIG. V. 18. STEEPNESS DES DUNES EN FONCTION DE LEURS LONGUEURS D'ONDE (N = 222).	204
FIG. V. 19. A) HAUTEUR ET B) LONGUEUR DES DUNES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR D'EAU.	205
FIG. V. 20. HAUTEUR A) DES GRANDES DUNES ET B) DES PETITES DUNES SUR CHAQUE PROFIL LONGITUDINAL EN FONCTION DE LA PROFONDEUR D'EAU LORS DES CRUES DE DECEMBRE.	207
FIG. V. 21. EVOLUTION DE LA RUGOSITE HYDRAULIQUE ET DES TAUX DE CHARRIAGE ASSOCIES AUX DUNES DURANT LES CRUES DE JUIN ET DE DECEMBRE.	212
FIG. V. 22. EVOLUTION A) DE LA CONTRAINTE DE CISAILLEMENT DE GRAIN ET B) DE LA CONTRAINTE DE CISAILLEMENT TOTALE DURANT LES CRUES.	215

CHAPITRE VI

FIG. VI. 1. PRESENTATION OF THE STUDY SITE.....	225
FIG. VI. 2. DISTRIBUTION OF THE MEASUREMENTS FOR THE HYDROGRAPH OF THE LANGEAIS GAUGING STATION (4.5 KM UPSTREAM FROM THE STUDY SITE).....	226
FIG. VI. 3. MORPHOLOGY OF MIGRATING BARS OBTAINED FROM MULTIBEAM BATHYMETRY.	234
FIG. VI. 4. PRIMARY VELOCITIES FOR THE PROFILES P80, P90, AND P95 COLLECTED ON A) 09/03/2010, B) 18/05/2010, C) 25/06/2010, AND D) 20/12/2010.	237
FIG. VI. 5. LONGITUDINAL EVOLUTION OF AVERAGE PRIMARY VELOCITIES.....	238
FIG. VI. 6. SECONDARY VELOCITIES FOR THE PROFILES P80, P90, AND P95 COLLECTED ON A) 09/03/2010 B) 18/05/2010 C) 25/06/2010, AND D) 20/12/2010.	240
FIG. VI. 7. TRANSVERSAL DISTRIBUTION OF FLOW DIRECTION.....	242
FIG. VI. 8. DIFFERENCE OF FLOW DIRECTION BETWEEN THE TOP OF THE BARS AND THE ADJACENT POOLS AS A FUNCTION OF THE BGL.	243
FIG. VI. 9. TRANSVERSAL DISTRIBUTION OF BED SHEAR STRESSES.	245
FIG. VI. 10. LONGITUDINAL EVOLUTION OF THE BED SHEAR STRESSES EQUIVALENT TO SKIN FRICTION (A), DUNE DRAG (B) AND BAR DRAG (C).....	246
FIG. VI. 11. TRANSVERSAL DISTRIBUTION OF THE FLOW RESISTANCES.	248
FIG. VI. 12. LONGITUDINAL EVOLUTION OF THE COMPONENTS OF FLOW RESISTANCE EQUIVALENT TO SKIN FRICTION (A), DUNE DRAG (B) AND BAR DRAG (C).	249

FIG. VI. 13. FORMATION OF A SECONDARY COUNTER-CURRENT OVER A BAR.....	251
FIG. VI. 14 INTERACTIONS BETWEEN THE HYDRODYNAMICS AND MORPHODYNAMICS OF MIGRATING BARS IN THE CHANNEL WIDENING/NARROWING STUDIED.	257
CHAPITRE VII	
FIG. VII. 1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE.	267
FIG. VII. 2. DISTRIBUTION DES MESURES SUR L'HYDROGRAMME DE LA STATION DE Jaugeage de Langeais (4,5 km en amont du site d'etude).	268
FIG. VII. 3. MORPHOLOGIE DES BARRES DURANT LES CRUES DE JUIN ET DECEMBRE.	276
FIG. VII. 4. DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES VITESSES PRIMAIRES.....	279
FIG. VII. 5. DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES VITESSES SECONDAIRES.....	283
FIG. VII. 6. DISTRIBUTION TRANSVERSALE DES DIRECTIONS MOYENNES DES ECOULEMENTS.....	286
FIG. VII. 7. DIRECTION MOYENNE DES ECOULEMENTS SUR LA SECTION EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES.....	288
FIG. VII. 8. DIVERGENCE DES ECOULEMENTS EN FONCTION DES DEBITS.....	289
FIG. VII. 9. EVOLUTION DE LA STRUCTURE DES ECOULEMENTS EN FONCTION DES FORÇAGES PAR LES VARIATIONS DE LARGEUR DU LIT, DES BARRES, DE LA BIFURCATION ASYMETRIQUE ET DES VARIATIONS DE DEBITS.....	296
CHAPITRE VIII	
FIG. VIII. 1. ETAPES 1 A 3 : APPARITION DES BARRES DANS UNE ZONE D'ELARGISSEMENT/RETRECISSEMENT (ZER) ASYMETRIQUE. ETAPES 4 A 11 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES BARRES DANS UNE ZER.	307
FIG. VIII. 2. RELATIONS ENTRE CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES, TAUX DE CHARRIAGE ET EVOLUTION MORPHOLOGIQUE EN CRUE : A) CAS OU LES TAUX DE TRANSPORT SUIVENT UNE HYSTERESE HORAIRE, B) CAS OU LES TAUX DE TRANSPORT SUIVENT UNE HYSTERESE ANTIHORAIRE.....	314
FIG. VIII. 3. SCENARIO D'EVOLUTION DES DYNAMIQUES HYDRO-SEDIMENTAIRES DANS UNE BIFURCATION ASYMETRIQUE AU COURS D'UNE CRUE DE FORTE AMPLITUDE (HYDROGRAMME FICTIF ET SIMPLIFIE).....	318
FIG. VIII. 4. ILLUSTRATION DE LA PROBABLE INFLUENCE D'UNE BARRE, POSITIONNEE AU DROIT DU SEUIL D'ENTREE DU CHENAL SECONDAIRE, SUR L'EXPORTATION DES SEDIMENTS VERS L'ANNEXE HYDRAULIQUE.....	319
FIG. VIII. 5. ANCIENNES PROTECTIONS DE BERGE (EN ROUGE) AU SEIN DU CHENAL PRINCIPAL.	323
FIG. VIII. 6. LOCALISATION DES ANCIENS ENROCHEMENTS (EN ROUGE) EN 1969.....	324
FIG. VIII. 7. LOCALISATION DES ANCIENS ENROCHEMENTS (EN ROUGE) SUR LE SECTEUR DE BREHEMONT.....	326
FIG. VIII. 8. EXEMPLE DE COLMATAGE ET DE VEGETALISATION D'UN SEUIL D'ENTREE D'UN CHENAL SECONDAIRE.....	327

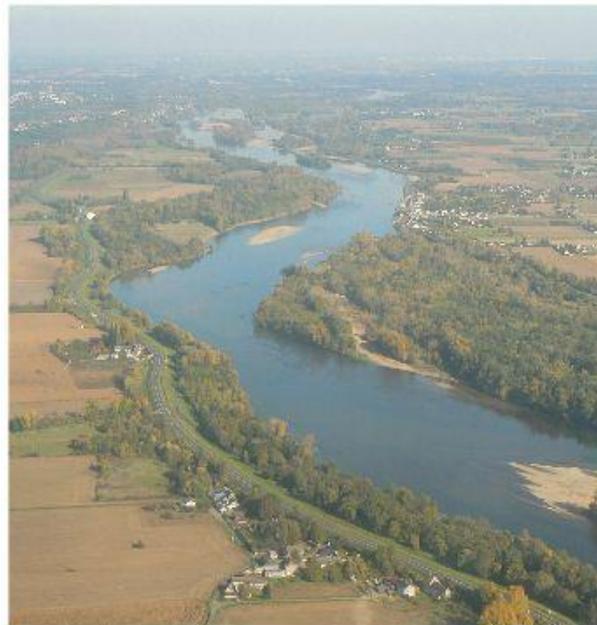
Liste des notations

A_B	surface du lit couvert par un obstacle	(m ²)
A_X	surface transversal d'un obstacle perpendiculaire à l'écoulement	(m ²)
b	largeur de l'orifice de l'échantillonneur iso-cinétique (= 0.085)	(m)
BFI	<i>BaseFlow Index</i>	(-)
BGI	<i>Bar Growth Index</i>	(-)
c_D	célérité des dunes	(m.j ⁻¹)
c_B	célérité de barres	(m.j ⁻¹)
C'	coefficient de friction de grain de Chézy	(-)
C_1	fraction du charriage qui ne participe pas à la migration des dunes	(kg.s ⁻¹)
C_D	coefficient de rugosité	(-)
d	profondeur d'eau	(m)
d_p	profondeur d'eau au dessus du point le plus bas d'une mouille	(m)
$d_{Upstream}$	profondeur d'eau moyenne en amont de la bifurcation	(m)
D_*	diamètre adimensionnel des grains	(-)
D_{50}, D_{90}	diamètre des grains du lit tel que 50 et 90 % des particules sont plus fines	(m)
Dir_{Bar}	direction moyenne des écoulements sur une barre	(degrés)
Dir_{Pools}	direction moyenne des écoulements au sein des thalwegs adjacents à une barre	(degrés)
f	résistance total de l'écoulement de Darcy–Weisbach	(-)
f'	résistance de l'écoulement de grain ou associée avec la friction de peau	(-)
f''	résistance de l'écoulement associée avec les dunes	(-)
f'''	résistance de l'écoulement associée avec les barres	(-)
F	facteur de forme de dune	(-)
g	constante d'accélération gravitationnelle (= 9.81)	(m.s ⁻²)
h_{Main}	altitude moyenne du chenal principal en aval de l'entrée du chenal secondaire	(m)
$h_{Secondary}$	altitude moyenne en entrée du chenal secondaire	(m)
H_B	hauteur de barre	(m)
H_D	hauteur de dune	(m)
k	constante de von Karman (= 0.4)	(-)
ks'	rugosité de grain de Nikuradse	(m)
ks	rugosité hydraulique associée aux dunes	(m)
ks_L	rugosité hydraulique associée aux grandes dunes	(m)
ks_S	rugosité hydraulique associée aux petites dunes	(m)
L_B	longueur de barre	(m)
L_D	longueur de dune	(m)
n	coefficient de rugosité de Manning total	(s.m ^{-1/3})
n'	coefficient de rugosité de Manning de grain	(s.m ^{-1/3})

N	nombre de mesures	(-)
Q	débit liquide	(m ³ .s ⁻¹)
Q ₁₀ , Q ₅₀ , Q ₉₀	débit tel que 10, 50 et 90 % des débits sont plus faibles	(m ³ .s ⁻¹)
\bar{Q}	moyenne des débits observés sur une période considérée	(m ³ .s ⁻¹)
$\overline{Q_{11Min}}$	moyenne des débits minimums extraits d'une fenêtre glissante de N jours sur une période considérée	(m ³ .s ⁻¹)
Q _{main}	débit dans le chenal principal en aval de l'entrée du chenal secondaire	(m ³ .s ⁻¹)
Q _{Secondary}	débit en entrée du chenal secondaire	(m ³ .s ⁻¹)
qb	taux de charriage unitaire	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
qbl	taux de charriage unitaire estimé à partir d'une méthode indirecte	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Qb	taux de charriage total	(kg.s ⁻¹)
Qb _{Bedload}	taux de charriage total estimé à partir de la courbe de tarage	(kg.s ⁻¹)
qb _{DTM}	taux de charriage unitaire estimé à partir du <i>dune tracking</i>	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Qb _{DTM}	taux de charriage total estimé à partir du <i>dune tracking</i>	(kg.s ⁻¹)
Qbi	taux de charriage unitaire sur une verticale	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
qb _{MPM}	taux de charriage unitaire estimé à partir de la formule de Meyer-Peter and Müller	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Qb _{MPM}	taux de charriage total estimé à partir de la formule de Meyer-Peter and Müller	(kg.s ⁻¹)
qb _{Sampling}	taux de charriage unitaire estimé à partir de l'échantillonneur iso-cinétique	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Qb _{Sampling}	taux de charriage total estimé à partir de l'échantillonneur iso-cinétique	(kg.s ⁻¹)
qb _{VR}	taux de charriage unitaire estimé à partir de la formule de Van Rijn	(kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
Qb _{VR}	taux de charriage total estimé à partir de la formule de Van Rijn	(kg.s ⁻¹)
r	ratio d'écart	(-)
Ratio D	différence de direction des écoulements entre le sommet d'une barre et le thalweg	(-)
R _h	rayon hydraulique	(m)
s	densité relative des sédiments (=ρ _s /ρ)	(-)
S	pente de la ligne d'eau	(m.m ⁻¹)
T	<i>transport stage parameter</i>	(-)
u	vitesse de courant dans une cellule	(m.s ⁻¹)
u _E	composante est du vecteur u dans une cellule	(m.s ⁻¹)
u _N	composante nord du vecteur u dans une cellule	(m.s ⁻¹)
u _p	vitesse primaire dans une cellule	(m.s ⁻¹)
u _s	vitesse secondaire dans une cellule	(m.s ⁻¹)
U _r	vitesse de référence	(m.s ⁻¹)
\bar{u}	vitesse moyenne de courant	(m.s ⁻¹)
u [*]	vitesse de cisaillement associée aux grains	(m.s ⁻¹)
u [*] _{cr}	vitesse de cisaillement critique selon Shields	(m.s ⁻¹)
V	volume moyen récolté par l'échantillonneur iso-cinétique	(m ³)
W	largeur du chenal	(m)
W _i	largeur d'une sous-section	(m)
W _{main}	largeur du chenal principal en aval du chenal secondaire	(m)

$W_{\text{Secondary}}$	largeur en entrée du chenal secondaire	(m)
z	hauteur au dessus du lit	(m)
$(z_{0})_{\text{SF}}$	rugosité associée à la rugosité de peau ou hauteur au dessus du lit à laquelle $u = 0$	(m)
$(z_{0})_{\text{D}}$	rugosité associée à la friction de peau et aux dunes	(m)
α	facteur d'efficacité de piégeage (= 2)	(-)
β	coefficient du taux de charriage	(-)
γ_{D}	coefficient de rugosité de dune	(-)
Δh	inlet step	(-)
ε	concentration en sédiment (1-porosité, = 0.65)	(-)
θ	contrainte de cisaillement adimensionnelle	(-)
θ'	contrainte de cisaillement adimensionnelle associé à la friction de grain	(-)
ν	viscosité cinématique (= $1 \cdot 10^{-6}$)	($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)
ρ	masse volumique de l'eau (= 1000)	($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
ρ_s	masse volumique des sédiments (= 2650)	($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
τ	contrainte de cisaillement totale	($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)
τ'	contrainte de cisaillement de grain ou associée à la friction de peau	($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)
τ''	contrainte de cisaillement associée aux dunes	($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)
τ'''	contrainte de cisaillement associée aux barres	($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$)
φ	orientation du vecteur vitesse u par rapport au nord	(degrés)
ψ	orientation du vecteur vitesse moyen par rapport au nord	(degrés)

Chapitre I. Introduction et problématique



Chapitre I. Introduction et problématique

I.1. Contexte scientifique général

I.1.1. Dynamique hydro-sédimentaire et morphologique des systèmes fluviaux

Un cours d'eau est un système dynamique dont l'évolution morphologique est contrôlée à différentes échelles spatio-temporelles par un certain nombre de variables, comme le climat, la géologie du bassin versant (lithologie, tectonique), la végétation, le débit liquide et le débit solide. Les aménagements et activités humaines peuvent également influencer la dynamique évolutive des systèmes fluviaux.

En fonction des caractéristiques et des variations des facteurs de contrôle, les rivières adaptent en continu la morphologie de leur chenaux à travers leur profil en long, leur tracé en plan et la géométrie de leurs chenaux (Hey, 1978 ; Yang et Song, 1979 ; Richards, 1982 ; Alabyan et Chalov, 1998). Ces variables dites « libres » s'ajustent, dans les rivières à fond mobile, à différentes échelles de temps et d'espace (Schumm, 1977 ; Knighton, 1998). L'ajustement du profil en long se fait à l'échelle des siècles et des millénaires, celui des styles fluviaux à l'échelle des décennies et des siècles, et celui de la géométrie de la section transversale à l'échelle de la décennie, voir de la saison ou de la crue (Knighton, 1998).

La dynamique morphologique d'une rivière dépend également du mode de transport des sédiments et de la part représentée par chacun de ces modes. Communément, la suspension et le charriage sont distingués. La suspension concerne les particules fines transportées au sein de la colonne d'eau sans contact fréquent avec le lit. Le charriage désigne la fraction la plus grossière des matériaux du lit, entraînée près du lit par roulement, glissement ou saltation (grains ayant un contact épisodique avec le fond). Lorsque les deux modes coexistent, c'est généralement le charriage qui affecte le plus la morphologie du lit ; on considère que la charge en suspension influe moins sur la morphologie du cours d'eau. Toutefois, les sédiments fins peuvent affecter la végétalisation du lit, colmater les lits composés de sédiments grossiers et participer à la formation de la plaine alluviale. Ce travail se focalisant sur la dynamique hydro-sédimentaire et morphologique des cours d'eau (plus

particulièrement des chenaux), nous ne considérons que le charriage dans les rivières à fond mobile.

I.1.2. Profil en long et styles fluviatiles

Le profil en long d'une rivière reflète aussi bien l'influence géologique sur le long terme qui s'exprime à travers la tectonique et la morphogénèse, que l'équilibre entre la capacité de transport, l'apport sédimentaire et sa granularité (Richards, 1982 ; Bravard et Petit, 1997).

Le profil en long d'un cours d'eau est généralement concave, ce qui se traduit par des pentes fortes à l'amont qui diminuent progressivement vers l'aval. L'aspect des profils en long et la continuité sédimentaire amont-aval sont fortement influencés par la présence d'affleurement rocheux, de confluences ainsi que par les barrages et les seuils dans les rivières aménagées. Pour que la capacité de transport soit atteinte, la réduction de la pente vers l'aval s'accompagne d'une diminution de la taille des particules (par tri sélectif ou usure), et d'un accroissement des débits, d'un ajustement géométrique de la section (*downstream hydraulic geometry*) et de la forme en plan.

Le style fluvatile, ou forme en plan, d'un tronçon d'une rivière reflète l'hydrodynamique des écoulements dans un chenal, ainsi que les processus de transfert sédimentaire et de dissipation d'énergie qui leur sont associés (Richards, 1982).

Bien qu'il existe un continuum entre les tracés en plan, Leopold et Wolman, (1957) ont défini trois types de lits fluviaux : rectilignes, à méandres et à tresses. Ces auteurs ont insisté sur le fait qu'il existe une multitude de forme en plan entre les différents styles. Par la suite, le style à chenaux multiples (*anabranching rivers*) a été ajouté à cette classification (Nanson et Knighton, 1996).

Les rivières rectilignes (Fig. I. 1a) sont très rares à l'état naturel excepté si les caractéristiques géologiques forcent un tracé rectiligne. En général ces environnements fluviatiles sont le résultat de contraintes imposées par les sociétés humaines (Bridge, 2003).

Les rivières à méandres (Fig. I. 1b) se différencient des cours d'eau rectilignes par des inflexions dans le tracé en plan qui traduisent une sinuosité plus marquée (rapport entre la longueur du chenal et celle de la vallée). On considère qu'une rivière est méandrique lorsque cet indice est supérieur à 1,5 (Leopold et Wolman, 1957). Ce style fluvatile est

généralement associé à des cours d'eau de plaine aux pentes moyennes ou faibles avec un *aspect ratio* (rapport entre la largeur du chenal et la hauteur d'eau) moyen (Knighton, 1998).

Les systèmes fluviaux en tresses (Fig. I. 1c) se caractérisent par un *aspect ratio* important, une charge de fond abondante, des berges érodables, une grande variabilité des débits et des pentes (généralement) prononcées. Ces cours d'eau présentent de nombreux chenaux qui divergent et convergent autour de barres sédimentaires (ou bancs alluviaux). Ces environnements sont fréquemment remodelés lors des crues (Richards, 1982 ; Welber *et al.*, 2012), si bien que le développement de la végétation sur les macroformes est limité aux stades pionniers.

Le style à chenaux multiples (Fig. I. 1d) correspond à des rivières composées de plusieurs chenaux, au sein desquels la végétation joue un rôle majeur sur la morphodynamique et le fonctionnement hydro-sédimentaire. Ces systèmes, dont la distinction avec les rivières en tresses reste parfois délicate (Bridge, 2003), sont le plus souvent caractérisés par la présence d'îles végétalisées semi-permanentes (à l'échelle de temps humaine).

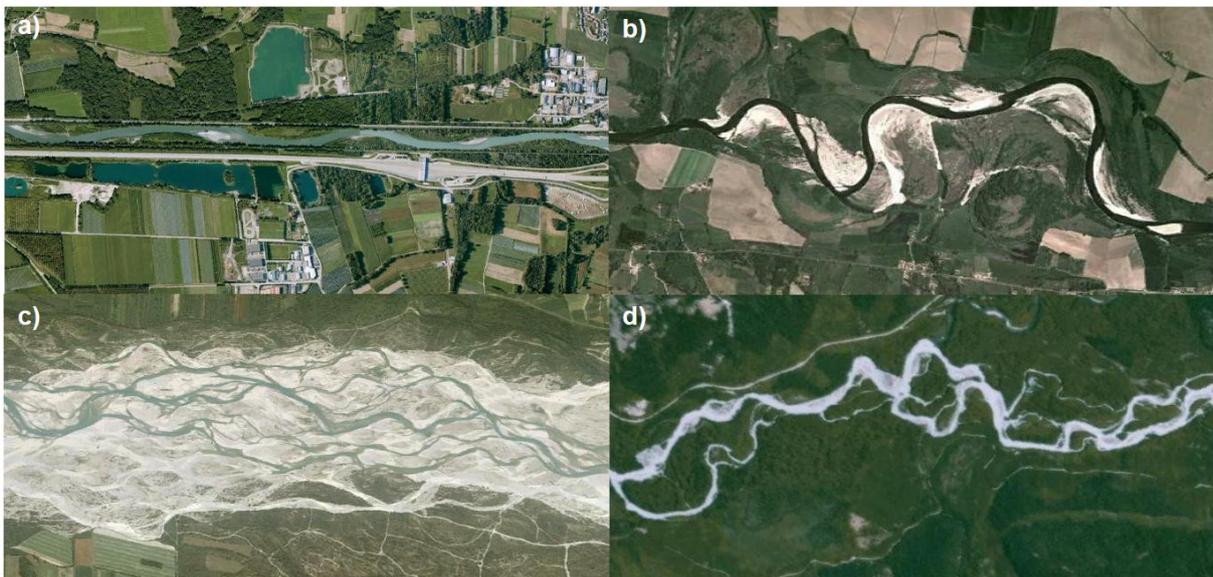


Fig. I. 1. Exemples de styles fluviaux : a) rivière rectiligne (Isère, France), b) rivière à méandre (Allier, France), c) rivière en tresses (Tagliamento, Italie), d) rivière à chenaux multiples (Bella Coola, Canada). Source : Google Earth.

I.1.3. Géométrie du chenal : élargissement/rétrécissements, bifurcations et barres sédimentaires

La largeur du lit et la hauteur d'eau, souvent combinés sous forme d'*aspect ratio* pour caractériser la géométrie du chenal (ou profil en travers), s'ajustent afin d'assurer un transfert optimal du débit et de la charge sédimentaire provenant de l'amont (Richards, 1982). L'évolution du profil en travers, par le biais de processus érosifs et de dépôts, est généralement attribuée aux variations spatiales (très locales) et temporelles de la structure des écoulements et du transport solide, à la granularité des sédiments du lit et des berges, et à la végétation qui se développe sur le lit ou sur les berges (Richards, 1982 ; Gilvear et Bravard, 1993 ; Bravard et Petit, 1997).

A des échelles spatiales et temporelles modestes (entre la crue et la décennie), les dynamiques hydro-sédimentaires et la résistance des berges affectent l'*aspect ratio*, et conduisent souvent à des variations de largeur de chenal. En général, les **élargissements** de section sont reconnus comme déclencheurs de la formation de barres sédimentaires (Nelson, 1990 ; Repetto *et al.*, 2002 ; Wu et Yeh, 2005 ; Crosato et Mosselman, 2009) alors que les **rétrécissements** se soldent par leur disparition. Les variations de la valeur de l'*aspect ratio* conditionnent la configuration des barres, qui elle-même vient modifier localement le tracé des berges et la forme en plan du cours d'eau. Ainsi la dynamique des barres contrôle fortement l'évolution du style fluvial d'une rivière (Crosato et Mosselman, 2009 ; Kleinhans et Van den Berg, 2011). L'émergence des barres, puis leur « stabilisation » par la végétation et leur transformation en île (généralement dans les zones d'élargissement) permettent la formation de bifurcations qui séparent les flux liquides et solides entre deux chenaux. La stabilité ou la fermeture des bifurcations définissent, en partie, l'évolution des rivières en tresses et à chenaux multiples (Kleinhans, 2010). Par rétroaction, les bifurcations, les variations de largeurs de chenal et les barres affectent la structure des écoulements et du transport sédimentaire et, de fait, le tracé en plan.

Nous nous intéresserons, dans la présente étude, aux interactions entre dynamique hydro-sédimentaire, variations de largeur de chenal, barres sédimentaires et bifurcations. Ces deux dernières unités sont définies dans les deux paragraphes suivants.

Une **barre sédimentaire** ou banc alluvial est une forme du lit (macroforme) dont la hauteur et la longueur sont, respectivement, du même ordre de grandeur que la hauteur d'eau et la largeur du chenal (Jackson, 1975 ; Yalin, 1977). Les barres se différencient des îles par le fait qu'elles sont peu ou pas végétalisées, et qu'elles sont submergées au débit de plein bord (Bridge, 1993). Du point de vue de leurs conditions de formation, les barres peuvent être séparées en deux classes : les barres forcées et les barres libres. Les barres forcées sont des formes du lit stationnaires, induites par des forçages relatifs à la courbure ou aux variations de largeur d'un chenal (Seminara et Tubino, 1989 ; Repetto *et al.*, 2002). Les barres libres, en configuration alterne ou multiple (selon des modes différents), se développent spontanément dans un chenal en réponse à une instabilité des écoulements survenant sur un lit constitué de particules mobiles (Callander, 1969 ; Colombini *et al.*, 1987 ; Tubino *et al.*, 1999). Une ségrégation longitudinale et transversale de la granularité des sédiments est généralement rencontrée sur les barres : les sédiments sont plus fins vers l'aval et en s'éloignant du thalweg. La structure interne des barres se caractérise par une architecture complexe mettant en évidence des litages de différentes épaisseurs. La formation et la préservation de ces litages sont associées à la migration et à l'aggradation de la barre elle-même et des mésoformes (dunes, rides, *bedload sheets*) (Best *et al.*, 2003 ; Rodrigues *et al.*, 2012).

Les **bifurcations ou diffluences** sont relativement peu étudiées. Ces unités se définissent par un chenal qui se divise en deux chenaux, ces derniers étant séparés par une barre émergée ou une île. Les bifurcations contrôlent la distribution des flux liquides et solides au sein du système et conditionnent son évolution morphologique (Burge, 2006 ; Parsons *et al.*, 2007 ; Frings et Kleinhans, 2008). Plusieurs qualificatifs permettent de caractériser les bifurcations, ainsi lorsqu'elles sont :

- symétriques, les flux liquides et solides se répartissent de manière équitable entre les deux chenaux aval ;
- stables, les deux chenaux aval restent ouverts ; le terme instable est employé dans le cas où l'un des deux chenaux aval se ferme et n'autorise plus le transit des écoulements et des sédiments ;
- en équilibre, la répartition des débits liquides et solides entre les chenaux aval ne varie pas dans le temps.

I.2. Evolution morphologique et dynamiques hydro-sédimentaires des zones d'élargissement/rétrécissement et des bifurcations

I.2.1. Zones d'élargissement/rétrécissement (ZER)

I.2.1.1. ZER et configuration des barres

Comme évoqué précédemment, les zones d'élargissements représentent des aires de stockage sédimentaire (Church et Jones, 1982), autrement dit, de développement privilégié des barres, du fait de la divergence des écoulements suite à l'écartement des berges (Leopold et Wolman, 1957 ; Federici et Paola, 2003) et de l'augmentation de l'*aspect ratio* (Nelson, 1990). Les zones de rétrécissement de section occupées par une mouille (*chute*) suivies par un élargissement au sein duquel est présent une barre (*lobe*), constituent une unité basique des rivières en tresses et conditionnent leur évolution morphologique (Mosley, 1976 ; Ashworth *et al.*, 1992 ; Ferguson *et al.*, 1992). Ces unités (*chute and lobe*) sont également visibles à différentes échelles, dans les rivières à chenaux multiples. A large échelle, l'élargissement est découpé en chenaux, séparés par une ou plusieurs îles (Coleman, 1969 ; Klaassen et Masselink, 1992 ; Thorne *et al.*, 1993 ; Parsons *et al.*, 2007), à plus fine échelle, c'est-à-dire au sein d'un chenal, les zones les plus larges sont très souvent occupées par des barres (Fig. I. 2).

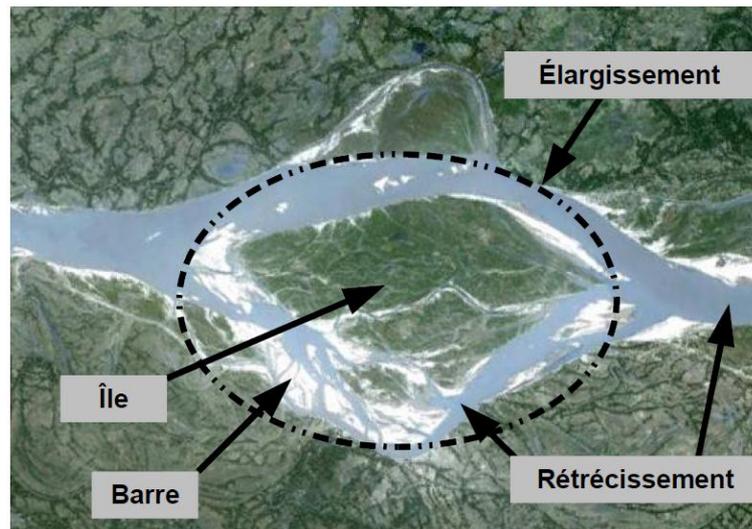


Fig. I. 2. Exemple d'élargissement/rétrécissement dans une rivière à chenaux multiples (Brahmapoutre, Bangladesh).

La zone d'élargissement est indiquée par les pointillés. Des rétrécissements de section sont présents en amont et en aval de la zone d'élargissement ainsi que dans les chenaux qui entourent l'île. Source : Google Earth.

Dans les rivières à chenaux multiples, la dynamique des barres affectent fortement l'évolution du tracé en plan (Klaassen et Masselink, 1992). Des travaux menés, sur la morphodynamique des barres de milieu de chenal, dans des élargissements de rivières à sables ont montré que ces macroformes peuvent migrer transversalement et ensuite adopter une position latérale (Bridge et Gabel, 1992 ; Ferguson *et al.*, 1992 ; Ashworth *et al.*, 2000 ; Best *et al.*, 2003 ; Ashworth *et al.*, 2011). Si les berges sont érodables, et si la vitesse de la migration de la barre est faible, la berge recule au gré du déplacement de la barre, entraînant un ajustement (translation ou élargissement) du chenal (Coleman, 1969 ; Klaassen et Masselink, 1992 ; Thorne *et al.*, 1993 ; Ashworth *et al.*, 2000). Dans le cas d'une berge peu érodable ou d'une migration rapide, la macroforme se rattache à la rive (Ashworth *et al.*, 2011). D'après Tal *et al.* (2010), dans cette dernière configuration, la stabilisation de la berge et de la barre par la végétation peut conduire à des taux d'érosion sur la berge concave équivalents aux taux de sédimentation sur la berge convexe (barre), ce qui permet la migration latérale du chenal et la formation d'un méandre prononcé. Différentes configurations morphologiques de barres sont donc susceptibles d'être observées dans les zones d'élargissement. Ces observations s'accordent avec les résultats d'études expérimentales et théoriques qui ont mis en évidence la coexistence de barres forcées et de barres libres, sous différentes configurations morphologiques, au sein de zones d'élargissement/rétrécissement (ZER) (Wu *et al.*, 2011).

Les travaux expérimentaux et théoriques de Bittner (1994), Repetto *et al.* (2002), et Wu et Yeh (2005) indiquent qu'une ZER peut être occupée par une barre forcée transversale ou par des barres forcées latérales symétriques. Wu *et al.* (2011) ont observé, sur modèle numérique, l'effet des variations de largeur sur la dynamique des barres libres. Les forçages exercés par les variations de largeur réduisent invariablement la hauteur et la longueur des barres libres et contribuent à ralentir ou accélérer la migration de ces formes du lit selon l'amplitude et la longueur d'onde des variations de largeur. Cette étude démontre que la topographie du chenal au sein des ZER résulte de la combinaison de barres forcées et de barres libres, dont la morphodynamique est influencée par les variations de largeur. Les configurations des barres mixtes (barres forcées + barres libres) sont variées et comparables à des barres alternes ou des barres transversales (Fig. I. 3).

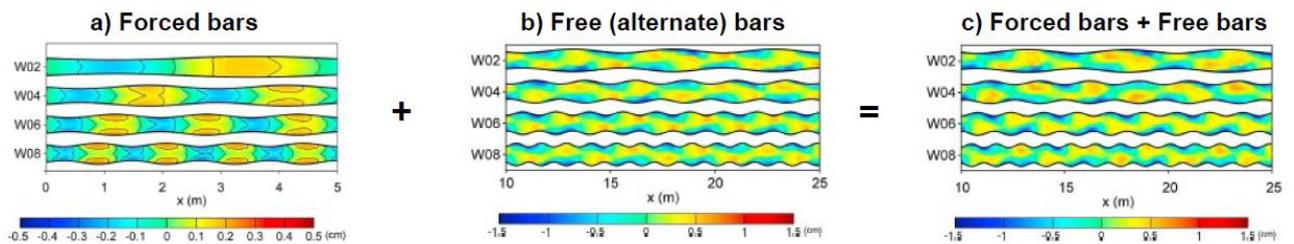


Fig. I. 3. Forçages des variations de largeur sur la configuration des barres forcées et libres. a) barres forcées en configuration transversales (W02 et W04) ou latérales (W06 et W08), b) barres libres en configuration alternes, c) association des barres libres et forcées. Source : Wu *et al.* (2011), modifié.

Les résultats de Wu *et al.* (2011) présentent un intérêt tout particulier pour ce qui concerne le comportement des barres et de l'évolution morphologique des ZER. Nous avons vu précédemment dans ces unités, qu'une barre centrale peut évoluer vers une position latérale. Toutefois, le processus inverse a rarement été décrit. **Plus généralement, les forçages imposés par les variations de largeur sur la migration des barres (libres) ainsi que l'alternance de configurations alternes et transversales dans une ZER n'ont pas encore fait l'objet d'investigations *in situ*.**

I.2.1.2. Variations de débit et évolution morphologique des ZER

Un certain nombre d'études ont été menées sur la relation entre l'hydrologie et l'évolution des rivières en tresses (Mosley, 1982, 1983 ; Marti et Bezzola, 2006 ; Milan *et al.*, 2007 ; Surian *et al.*, 2009 ; Welber *et al.*, 2012) et à chenaux multiples (Coleman, 1969 ; Wathen et Hoey, 1998 ; Ham et Church, 2000 ; Eaton et Lapointe, 2001 ; Chappell *et al.*, 2003). Toutefois, peu d'études se sont concentrées sur l'évolution morphologique d'une ZER en distinguant l'effet des crues et les périodes de basses eaux au sein des ZER. A cet égard, Ashworth *et al.* (2000) et Kiss et Sipos (2007) ont apporté d'intéressantes contributions pour les grandes (voire très grandes) rivières sableuses à chenaux multiples. Les travaux d'Ashworth *et al.* (2000) se sont portés sur la Jamuna (Bengladesh), une rivière de plusieurs kilomètres de large avec un *aspect ratio* d'environ 200. L'étude de Kiss et Sipos (2007) a été réalisée sur la Maros (Hongrie), une rivière aménagée d'une centaine de mètres de large avec un *aspect ratio* légèrement supérieur à 50. Lors des crues, ces auteurs ont constaté une érosion des ZER lors de la montée des eaux et une tendance à l'aggradation en décrue. Au cours des périodes de faibles débits, Kiss et Sipos (2007) ont enregistré une tendance à l'érosion alors qu'Ashworth *et al.* (2000) ont observé des dépôts préférentiellement localisés sur les barres. Quelles que soient les conditions hydrologiques, les zones de dépôt se concentrent essentiellement sur les flancs ou le sommet des barres grâce à l'accrétion de dunes (Ashworth *et al.*, 2000 ; Best *et al.*, 2003). Ces travaux menés sur l'évolution morphologique des ZER se focalisent essentiellement sur des barres quasi stationnaires, dont la configuration évolue peu au fil des évènements hydrologiques. Bien que nous ayons vu précédemment, que plusieurs configurations de barres peuvent se succéder **au sein d'une même ZER, il existe peu d'informations sur les relations entre les variations hydrologiques (crues, périodes de basses eaux), la configuration morphologique des barres (alterne, transversale) et les processus érosion/dépôt qui les affectent (quantification et spatialisation).**

I.2.1.3. Structure des écoulements dans les ZER

Au sein des ZER, la structure des écoulements a été décrite essentiellement autour des barres de milieu de chenal dans le cadre d'études expérimentales et *in situ*. Les travaux de terrain concernent soit des petits cours d'eau (quelques mètres de large) soit de très grandes rivières (plusieurs kilomètres de large). L'élargissement de section et la présence d'une barre

engendre une divergence des écoulements juste en amont de la macroforme. Le rétrécissement de largeur induit une convergence des filets de courant en aval de la barre (Ashworth et Ferguson, 1986 ; Bridge et Gabel, 1992 ; Ferguson *et al.*, 1992 ; Ashworth, 1996 ; McLelland *et al.*, 1999 ; Repetto *et al.*, 2002). La séparation des écoulements (en amont de la barre) contribue à rediriger les filets de courant vers les berges extérieures (Whiting et Dietrich, 1991 ; Bridge et Gabel, 1992 ; Ashworth, 1996). La divergence et la convergence des écoulements, associées aux effets de la courbure des berges et des barres, favorisent le développement de courants secondaires hélicoïdaux dans les chenaux contournant la barre, avec les vecteurs vitesses de surface orientés vers les berges extérieures et les vecteurs vitesses du fond orientés vers la barre (Whiting et Dietrich, 1991 ; Bridge et Gabel, 1992 ; Bridge, 1993 ; Richardson *et al.*, 1996 ; Richardson et Thorne, 1998). Ces courants secondaires favorisent l'élargissement de la barre et l'érosion des berges (Ashworth *et al.*, 1992 ; Bridge, 1993 ; Repetto *et al.*, 2002). Néanmoins, dans les très grandes rivières à sables avec de grandes dunes et un fort *aspect ratio*, les turbulences associées à ces formes du lit peuvent déstructurer les courants secondaires évoqués plus haut (McLelland *et al.*, 1999 ; Parsons *et al.*, 2007).

Le suivi de la structure des écoulements pendant des crues ou pour des débits non-permanents a rarement été réalisé dans les ZER. Dans une petite rivière, Bridge et Gabel (1992) ont remarqué que dans les chenaux contournant une barre de milieu de chenal, l'augmentation des débits modifiait légèrement la direction moyenne des vecteurs vitesses. Whiting (1997) a observé dans une configuration similaire, que la composante transversale des écoulements diminue lorsque les débits s'accroissent. Plus la hauteur d'eau au-dessus d'une barre est importante, moins la barre dévie les filets de courant vers les chenaux latéraux (Ashworth, 1996 ; McLelland *et al.*, 1999).

La structure des écoulements n'a pas été observée dans une ZER occupée par des barres latérales. **Les influences respectives des barres et des variations de largeur sur l'hydrodynamique, ainsi que leurs évolutions en fonction des débits, sont rarement caractérisées sur le terrain. Les processus d'action et de rétroaction entre l'organisation des courants et la morphodynamique des barres sont généralement peu détaillés.**

I.2.1.4. Processus sédimentaires dans les ZER

Le charriage a été peu étudié dans les ZER, les travaux ne concernant que les barres de milieu de chenal. Pour différentes conditions de débits, Bridge et Gabel (1992), dans une petite rivière à sables, et Ferguson *et al.* (1992), dans une petite rivière à galets, ont observé que les forts taux de charriage étaient localisés dans les zones subissant de fortes contraintes de cisaillement, c'est-à-dire au droit de la barre dans la zone d'élargissement et à proximité des berges plus en aval.

Dans les ZER de très grandes rivières à sables, Roden (1998), Ashworth *et al.* (2000, 2011) et Best *et al.* (2003), ont montré que l'essentiel des modifications rencontrées par les barres étaient liées à la migration et à l'accrétion de dunes ou de barres de plus petites dimensions sur leurs flancs ou leur sommet. Toutefois, aucun taux de charriage n'a été associé à la migration de ces dunes. Dans ces environnements, il est probable que les barres affectent la dynamique des plus petites formes du lit. En effet, il a été montré sur des barres de méandres, que ces dernières modifient les conditions hydro-sédimentaires locales et, qu'en réponse, les dunes s'adaptent en ajustant leur forme, leur taille et leur célérité (Dietrich et Smith, 1984). Ces changements de la dynamique des dunes affectent en retour le transport solide et, par extension, l'évolution des barres (Morhig et Smith, 1996). Ces liens d'actions-rétroactions entre le transport solide et la dynamique des dunes et des barres influencent certainement l'évolution des ZER, toutefois, il existe encore peu d'investigations *in situ* sur ce sujet pour affiner notre compréhension de ces processus.

La configuration du charriage dans les ZER et son évolution en fonction du degré de submersion des barres ont été peu étudiées. Les connaissances sur ce thème doivent être renforcées. Plus précisément, les relations entre les barres, les mesoformes et le transport de la charge de fond nécessitent d'être approfondies, de manière à pouvoir mieux prédire l'évolution morphologique des ZER.

I.2.2. Bifurcations

I.2.2.1. Configuration d'équilibre et stabilité des bifurcations

Les ZER sont généralement associées à la présence de bifurcations ou diffluences (Repetto *et al.*, 2002 ; Wu et Yeh, 2005) du fait que les barres et les îles qui se développent préférentiellement dans ces secteurs (Kiss et Sipos, 2007) participent activement à la formation des bifurcations.

L'essentiel des travaux réalisés sur les bifurcations sont des études théoriques et expérimentales, focalisées sur la formation, la configuration d'équilibre et la stabilité de ces unités. Selon Ashmore (1982, 1991), les mécanismes à l'origine de la formation des bifurcations correspondent à trois catégories :

- des processus d'aggradation, depuis la formation et de le développement jusqu'à l'émergence d'une barre de milieu de chenal ou d'une barre transversale ;
- des processus érosifs comme le recoupement de barres latérales ou de méandres (*chute cut-off*), ou l'approfondissement de sous-chenaux sur de grandes macroformes émergées (*multiple-bar dissection*) ;
- des avulsions, c'est-à-dire l'incision d'un nouveau chenal au sein d'une île ou de la plaine d'inondation.

Toutes les études expérimentales, numériques et *in situ* s'accordent sur les caractéristiques morphologiques des bifurcations. Une fois formées, les bifurcations évoluent vers une configuration asymétrique avec un des deux chenaux aval plus large et plus profond par lequel transite la majorité des débits liquides et solides (Miori *et al.*, 2006 ; Zolezzi *et al.*, 2006 ; Rivera-Trejo *et al.*, 2008). Il est généralement observé une pente transversale au sein du chenal en amont de la bifurcation (Bolla Pittaluga *et al.*, 2003 ; Zolezzi *et al.*, 2006) et un seuil (ou marche) en entrée du chenal aval le plus petit (Miori *et al.*, 2006 ; Zolezzi *et al.*, 2006). Des affouillements sont situés au pied de la barre ou de l'île qui sépare les chenaux (Burge, 2006 ; Zolezzi *et al.*, 2006). Des barres sont également souvent présentes au sein des chenaux qui composent les bifurcations (Dargahi, 2004 ; Burge, 2006 ; Zolezzi *et al.*, 2006).

Les bifurcations contrôlent la distribution des flux liquides et solides au sein du système (Burge, 2006 ; Parsons *et al.*, 2007 ; Frings et Kleinhans, 2008). La stabilité des bifurcations (c'est-à-dire leur capacité à maintenir les deux chenaux aval ouverts) affecte

directement la largeur et la morphologie du chenal ainsi qu'à plus long terme le style fluvial (Kleinhans *et al.*, 2008 ; Mosselman et Sloff, 2008 ; Kleinhans, 2010). Un certain nombre d'études expérimentales et théoriques ont montré que cette stabilité dépend des caractéristiques hydro-morphologiques des chenaux tels que l'*aspect ratio* (qui contrôle la dynamique des barres sédimentaires), la différence de pente de la ligne d'eau entre les chenaux, la hauteur de la marche entre les chenaux, la pente transversale du lit en amont de la bifurcation, l'angle de la bifurcation, les points durs et la végétation (Shettar et Murthy, 1996 ; Bolla Pittaluga *et al.*, 2003 ; Burge, 2006 ; Islam *et al.*, 2006 ; Miori *et al.*, 2006 ; Bertoldi et Tubino, 2007 ; Kleinhans *et al.*, 2008). La forme en plan, et plus particulièrement les méandres localisés en amont de la bifurcation, affecte également la distribution des flux liquides et solides, et peut favoriser l'ouverture ou la fermeture de l'un des chenaux (Kleinhans *et al.*, 2008 ; Hardy *et al.*, 2011). L'évolution des bifurcations peut également être influencée par le classement granulométrique des sédiments (armurage) et les infrastructures anthropiques (Kleinhans *et al.*, 2008). Ces différents résultats ont été majoritairement obtenus à partir de modèles numériques et physiques, **il semble opportun d'appréhender la stabilité et la configuration des bifurcations à partir de nouvelles observations de terrain afin de les comparer aux études mentionnées plus haut.**

I.2.2.2. Structure des écoulements dans les bifurcations

La structure des écoulements au sein des bifurcations a pu être caractérisée grâce à un certain nombre d'études numériques (Ramamurthy et Satish, 1988 ; Neary et Odgaard, 1993 ; Neary et Sotiropoulos, 1996 ; Shettar et Murthy, 1996 ; Neary *et al.*, 1999 ; Dargahi, 2004 ; Hardy *et al.*, 2011 ; Miori *et al.*, 2012) et expérimentales (Thomas *et al.*, 2011). L'hydrodynamique des bifurcations se définit par :

- une surface de séparation des écoulements (*divided stream line*, Fig. I. 4) ;
- une augmentation des vitesses auprès de la berge interne (c'est-à-dire au niveau de la barre ou de l'île séparant les chenaux) ;
- une surélévation de la surface de l'eau près de la barre (l'île) ;
- des courants secondaires, au droit de la barre (ou de l'île), dirigés en surface vers la berge interne et près du fond vers la rive opposée (Fig. I.4) ;
- des zones de recirculations près des berges externes (Zone A et B, Fig. I.4).

Comme dans les ZER, la rugosité associée aux formes du lit peut être suffisamment forte pour perturber la structure des écoulements imposée par la bifurcation (Miori *et al.*, 2012).

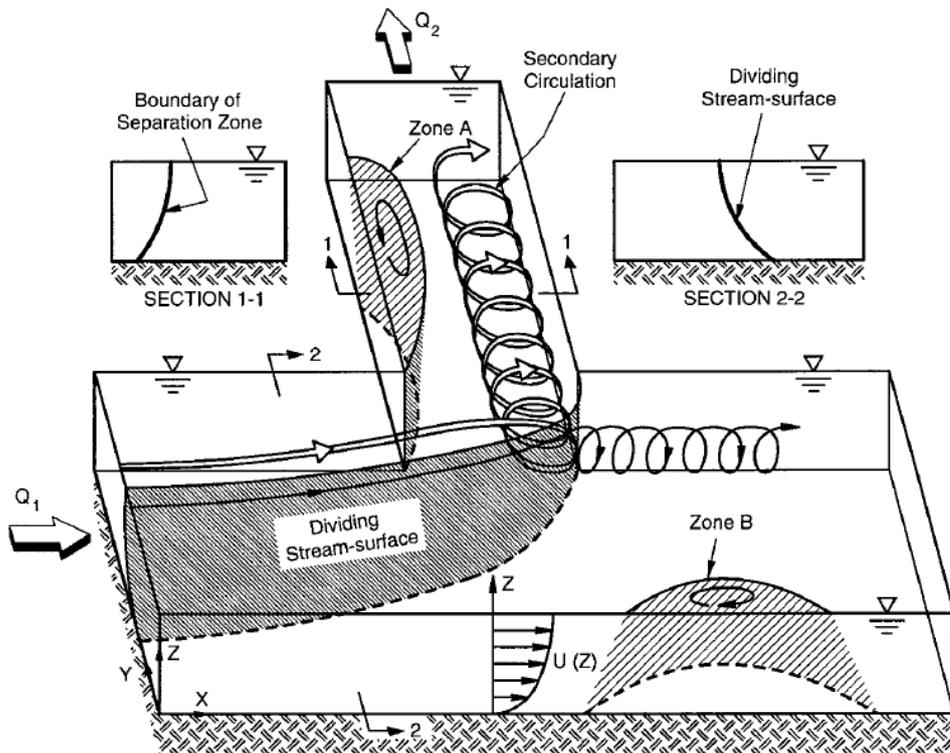


Fig. I. 4. Structure des écoulements dans une bifurcation.
Source : Neary *et al.* (1999).

Un courant secondaire a également été observé dans le cas de prises d'eau latérales (ou dérivations), c'est-à-dire dans une configuration similaire à celle présentée en Fig. I. 4. Ce courant nommé « *Bulle Effect* » se compose de vecteurs vitesses près du fond dirigés vers le chenal secondaire (Bulle, 1926 ; De Heer et Mosselman, 2004).

Actuellement, il existe peu d'études de terrain sur la structure des écoulements dans une bifurcation, et plus particulièrement au sein de bifurcations fortement asymétriques. L'action des barres et des variations de largeur sur l'hydrodynamique des diffluences nécessite également d'être précisée. Par ailleurs, l'influence de la connexion et de la déconnexion d'un chenal secondaire sur l'organisation des courants n'a toujours pas été considérée.

I.2.2.3. Processus sédimentaires dans les bifurcations

Comme pour les ZER, les processus sédimentaires ont été peu étudiés au sein des bifurcations. Rivera-Trejo *et al.* (2008) ont suivi, au sein d'une bifurcation d'une rivière à chenaux multiples, la répartition de la charge de fond et les évolutions morphologiques associées. Ces auteurs ont montré que la majorité du charriage est distribuée dans un seul chenal, ce qui favorise son aggradation, alors que l'autre chenal qui est moins alimenté en sédiments, tend à s'inciser. La distribution des sédiments au sein de l'unité est également affectée par la présence d'ouvrages de navigation. Toutefois, la spatialisation des flux solides ainsi que leur relation avec les écoulements et les formes du lit, ont été peu explorées.

Il a été montré expérimentalement que le « *Bulle effect* » pouvait entraîner, au sein d'une bifurcation entre un chenal principal et un chenal secondaire, une exportation disproportionnée de la charge de fond vers l'annexe hydraulique (Bulle, 1926 ; De Heer et Mosselman, 2004). Une partie des sédiments exportés se dépose dans la zone de recirculation localisée en amont du chenal secondaire. Des courants comparables au « *Bulle effect* » sont ainsi probablement responsables de la formation des seuils en entrée des chenaux secondaires ainsi que de leur aggradation. Toutefois, le « *Bulle effect* » a encore été peu observé dans des études *in situ*.

La dynamique du transport solide durant les crues, a été analysée par Kleinhans *et al.* (2007) et Frings et Kleinhans (2008) dans plusieurs bifurcations de la partie néerlandaise du Rhin. Dans cette rivière sableuse et sablo-graveleuse, le transport solide suit généralement des hystérèses au cours des crues, c'est-à-dire qu'à débit équivalent les taux de transport solide sont différents avant et après le pic de crue. En règle générale, dans les cours d'eau sableux, ces évolutions non-linéaires avec les débits sont, en partie, attribuées au temps de latence (*lag time*) nécessaire à l'ajustement de la dimension des dunes aux conditions hydrauliques, ce qui tend généralement à accroître la rugosité hydraulique associée aux dunes et à réduire le transport sédimentaire en décrue (Ten Brinke *et al.*, 1999 ; Wilbers et Ten Brinke, 2003). Au cours d'une même crue, les taux de charriage dans les chenaux des bifurcations considérées, peuvent évoluer selon des hystérèses de sens inverses. Les auteurs expliquent ces variations des taux de transport solide, comme la résultante d'interactions complexes entre différents processus :

- la présence d'un méandre en amont d'une bifurcation affecte la distribution des flux liquides et solides au sein du système, si bien que les contraintes hydrauliques et la mobilité des sédiments diffèrent entre les chenaux ;

- l'effet de méandre combiné à la divergence des écoulements entraîne la formation d'une vague sableuse en amont des bifurcations au cours de la montée des eaux ; cette vague de sédiments entame une migration dans les chenaux secondaires en décrue où elle accroît le transport sédimentaire ;
- l'influence de la rugosité hydraulique associée aux dunes sur le transport solide est parfois minimisée par rapport à celle des caractéristiques hydrauliques du tronçon (vitesses d'écoulement, hauteur d'eau, pente de la ligne d'eau) ;
- au cours d'une crue, la migration des dunes induit une granularité plus fine des sédiments charriés qui peut, dans certains cas, accentuer les taux de charriages en décrue ;
- les fluctuations de niveaux d'eau dues aux marées modifient les conditions limites aval au sein des bifurcations lorsque ces dernières sont dans la zone d'influence maritime et contribuent à modifier la distribution des flux liquides et solides au sein de ces systèmes.

Les travaux réalisés sur le Rhin soulignent la complexité des processus sédimentaires dans les bifurcations. **Toutefois, l'influence des variations de largeurs de chenal et de la dynamique des barres libres sur le transport par charriage n'a toujours pas été observée. De plus, la dynamique sédimentaire des bifurcations asymétriques n'a encore jamais fait l'objet d'études.**

I.3. Problématiques et objectifs de l'étude

I.3.1. Questionnements et approche scientifique retenue

Les zones d'élargissement/rétrécissement (ZER) de chenal et les bifurcations sont des unités qui affectent significativement l'évolution des rivières, et plus particulièrement celles en tresses et à chenaux multiples. Toutefois, les connaissances sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique des ZER et des bifurcations sont encore limitées, et de nombreuses interrogations demeurent en suspens :

- **Comment se manifestent les forçages imposés par les variations de largeur sur la morphodynamique des barres libres ?**

- **Quelle est l'influence des crues et des périodes de basses eaux sur l'évolution morphologique des ZER et des barres qui occupent ces unités ?**
- **Comment se caractérise le fonctionnement hydro-sédimentaire des ZER et comment s'ajuste-t-il en fonction de l'évolution de la configuration des barres et des débits ?**
- **Quelle est la nature des interactions entre la morphodynamique des barres, la dynamique des dunes, et la structure des écoulements dans les ZER ? Comment évoluent ces relations en fonction des variations de débits ?**
- **Quels sont les processus hydro-sédimentaires associés aux bifurcations et plus particulièrement aux bifurcations fortement asymétriques ?**
- **Comment les barres affectent-elles la dynamique des bifurcations ?**

Un certain nombre de processus attribués aux ZER et aux bifurcations ont été observés essentiellement par le biais de modélisations numériques et expérimentales. La majorité des études de terrain portant sur ces unités concernent soit des petits cours d'eau (une dizaine de mètres de large) soit des très grandes rivières (plusieurs kilomètres de large).

Pour compléter ces travaux antérieurs et afin de répondre aux questions scientifiques posées ci-dessus, la présente étude s'est appuyée sur des observations et des mesures *in situ* réalisées sur une grande rivière (quelques centaines de mètres de large et *aspect ratio* supérieur à 100 au module). Plus précisément, **le site d'étude se localise en Loire moyenne (France), au sein d'un tronçon sablo-graveleux à chenaux multiples**. L'emplacement du site d'étude a été motivé par plusieurs raisons. Premièrement, nous disposons de nombreuses données sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique des chenaux secondaires en Loire moyenne (Rodrigues, 2004 ; Rodrigues *et al.*, 2006, 2007). Deuxièmement, dans les rivières à chenaux multiples, il est possible d'observer au niveau du chenal principal, des ZER à la fois occupées par des barres libres et connectées à des chenaux secondaires. Ce genre de configuration permet de concentrer les mesures sur un linéaire relativement restreint. Troisièmement, la différence importante de largeur et d'altitude entre le chenal principal et les chenaux secondaires se caractérise souvent par des bifurcations (fortement) asymétriques. Quatrièmement, les rivières sablo-graveleuses sont, de manière générale, peu étudiées en comparaison des rivières à sables ou à graviers.

Les études basées sur une approche *in situ* sont soumises à des contraintes humaines, techniques, logistiques et hydrologiques qui limitent souvent l'acquisition des données et qui ne permettent d'observer qu'une partie des phénomènes recherchés. Ce travail n'échappe pas à la règle. En effet, durant ces trois années, la Loire s'est révélée particulièrement calme d'un point de vue hydrologique. Les plus fortes crues enregistrées, sont associées à un temps de retour de 2 ans. Les données acquises dans ces conditions de débit n'ont permis de mettre en évidence qu'une partie de la dynamique hydro-sédimentaire de la bifurcation considérée. Par conséquent, **la présente étude se concentre majoritairement sur le fonctionnement de la ZER du chenal principal, et dans une moindre mesure, sur celui de la bifurcation asymétrique lorsqu'elle est faiblement connectée.** Ces informations pourront servir de base pour de futures études sur la dynamique des bifurcations asymétriques.

I.3.2. Motivations du point de vue du domaine appliqué

La localisation du site d'étude sur la Loire moyenne a également été encouragée par les gestionnaires de ce fleuve. En effet, au même titre que de nombreux cours d'eau d'Europe et d'Amérique du nord fortement anthropisés, la Loire est confrontée à l'incision de son chenal principal. Ce phénomène s'accompagne d'effets secondaires, comme par exemple, la déstabilisation des ouvrages d'arts, l'abaissement de la nappe phréatique et la déconnexion des annexes hydrauliques, dont la végétalisation contribue à l'accroissement du risque inondation et à la « banalisation écologique » du milieu. Dans ce contexte, les pouvoirs publics se sont engagés depuis 1994, à travers les Plans Loire Grandeur Nature (PLGN), à accroître la capacité d'écoulement des crues, à enrayer l'enfoncement de la ligne d'eau d'étiage, ainsi qu'à préserver et restaurer la diversité et la richesse biologique des milieux. Pour améliorer l'efficacité des opérations de restauration et d'entretien associées au PLGN ainsi que pour mettre en place une gestion durable, les services gestionnaires ont encouragé le développement des connaissances sur le fonctionnement de l'hydrosystème. Un nombre croissant d'études ont ainsi été menées sur différents sujets tels que la géochimie des eaux (Grosbois, 1998), la macrofaune benthique (Bacchi, 2000), la végétation alluviale (Cornier, 2002), la dynamique hydrosédimentaire des chenaux secondaires végétalisés (Rodrigues, 2004), les flux en éléments dissous (Blanchard, 2007), la dynamique des îles (Grivel, 2008 ; Détriché *et al.*, 2010) et la modélisation de l'évolution morphologique du lit à large échelle spatiale et temporelle (Latapie, 2011). Ces investigations complètent le faible nombre

d'études antérieures au PLGN. Citons à titre d'exemples les travaux de Babonaux (1970) sur l'hydrodynamique fluviale, de Berthois (1971) sur le transport sédimentaire, de Grelon (1976) et Corillon (1982) sur la végétation, et ceux de Brossé (1982) sur les processus sédimentaires et la pétrographie des sables. En dépit des nombreux thèmes abordés, des interrogations demeurent quant au fonctionnement du chenal principal et des zones de bifurcations. La présente étude a également pour objectif d'apporter des résultats concrets destinés aux gestionnaires et aux usagers du fleuve, en répondant aux questions suivantes :

- **Quels sont les taux charriages actuels en Loire moyenne ?**
- **Comment les connaissances acquises sur les ZER et les bifurcations peuvent-elles contribuer à améliorer la gestion et la restauration du fleuve ?**

L'ensemble des problématiques fondamentales et appliquées évoquées ci-dessus, ont justifié la mise en place de ce travail, inscrit dans le cadre d'un programme de recherche du 3^{ème} PLGN porté par l'Université de Tours, et financé par l'Agence de l'eau Loire-Bretagne, la Direction Régionale de l'Équipement, de l'Aménagement et du Logement (DREAL), l'Établissement Public Loire (EPL), le FEDER et la Région Centre.

I.3.3. Structure du manuscrit

Le présent travail prend la forme d'une « thèse sur article ». Certains chapitres (III à VII), organisés comme des articles scientifiques, sont ou seront soumis à publication dans des revues spécialisées. Les chapitres IV et VI ont d'ores et déjà été acceptés avec modifications, respectivement, dans *Geomorphology* et *Water Resources Research*. Afin de faciliter la lecture du manuscrit, nous avons inséré entre les chapitres, des parties de transition dans des encadrés grisés.

Après avoir introduit le contexte et la problématique dans ce chapitre, nous nous intéresserons, dans le chapitre II, à la Loire et son bassin versant ainsi qu'à la méthodologie appliquée lors des campagnes de terrain.

Nous détaillerons dans le chapitre III, l'évolution morphologique de la ZER considérée en fonction de la morphodynamique des barres et de l'hydrologie.

Les estimations des taux de charriages obtenues par jaugeage solide, *dune tracking* ainsi que par des formules empiriques seront comparées dans le chapitre IV. Une évaluation du charriage annuel de la Loire en 2010 sera également proposée.

La relation entre la dynamique des dunes et les taux de transport en crues sera examinée dans le chapitre V. Ce chapitre comportera également une analyse des interactions entre la morphodynamique des dunes et des barres.

Les liens entre la structure des écoulements et l'évolution morphologique des barres seront décrits dans le chapitre VI. Nous nous appuierons pour cela sur une comparaison de l'hydrodynamique pour différentes configurations de barres à débits équivalents.

L'évolution de la structure des écoulements en fonction des débits sera envisagée dans le chapitre VII. Nous verrons ainsi l'influence de la connexion du chenal secondaire sur l'hydrodynamique du système.

Les précédents résultats seront synthétisés dans le chapitre VIII afin de retracer l'apparition, la migration et la disparition d'une barre dans une ZER, et mettre en évidence l'évolution du fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique de la ZER et de la bifurcation asymétrique en fonction de l'hydrologie. Des pistes d'investigations destinées à améliorer la gestion et la restauration de la Loire seront également présentées dans ce chapitre.

Enfin, les conclusions et perspectives feront l'objet du chapitre IX.

Chapitre II. Contexte du site d'étude, approche retenue et matériel de mesure



Chapitre II. Contexte du site d'étude, approche retenue et matériel de mesure

II.1. Présentation de la Loire et de son bassin versant

Cette partie présente le contexte dans lequel s'intègre le site d'étude. Des présentations plus exhaustives de la Loire, de son bassin versant et de sa dynamique hydro-sédimentaire sont disponibles dans les travaux de Babonaux (1970), Brossé (1982), Rodrigues (2004) et Latapie (2011). Le site d'étude sera décrit plus attentivement dans les chapitres qui suivent.

II.1.1. Données géographiques et hydrographiques

La Loire est le plus long fleuve de France (1012 km) et draine un bassin versant de 117 000 km² (Fig. II. 1). Ce cours d'eau prend sa source au Mont Gerbier-de-Jonc (département de l'Ardèche) et se jette dans l'Océan Atlantique au niveau de St Nazaire (département de la Loire Atlantique). Après un cours orienté globalement SSE-NNO jusqu'à Briare, le tracé du fleuve s'infléchit dans l'Orléanais pour suivre une direction E-O jusqu'à l'estuaire (Fig. II. 1).

Les principaux affluents de la Loire sont, de l'amont vers l'aval : l'Allier, le Cher, l'Indre, la Vienne et la Maine.

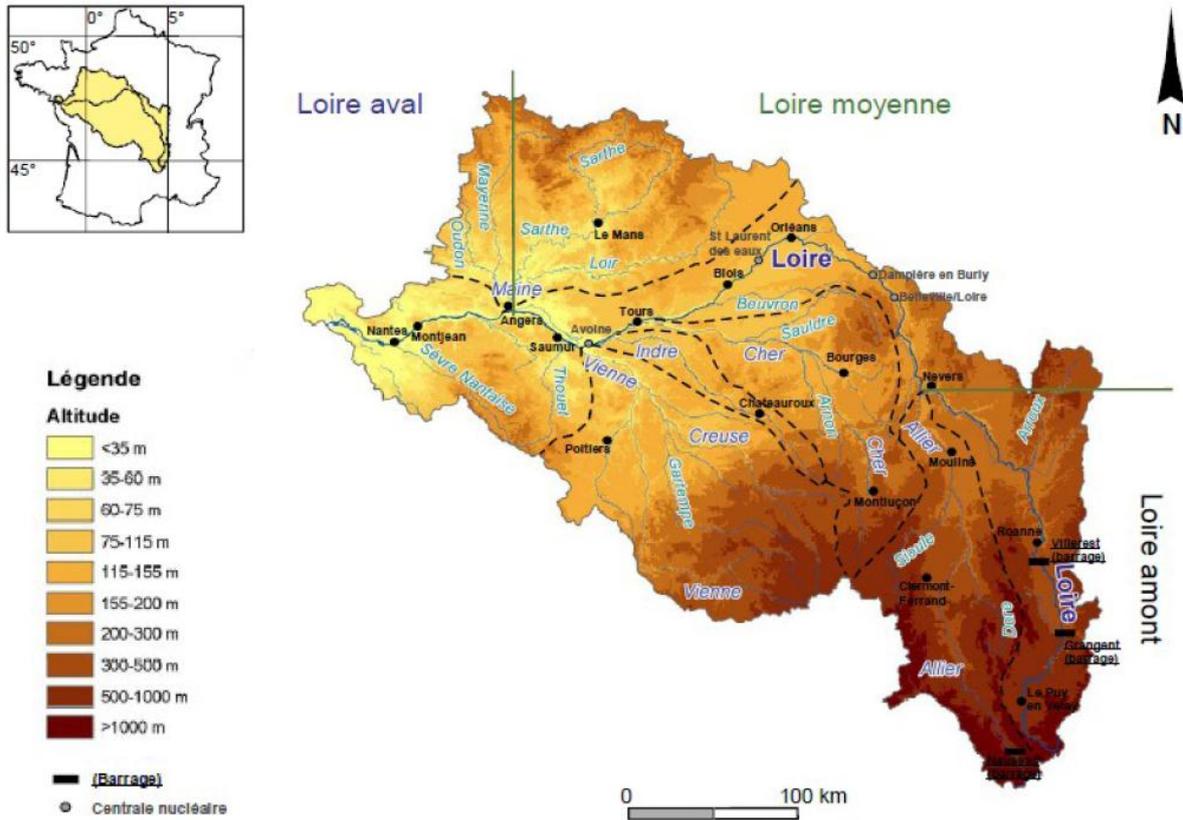


Fig. II. 1. Relief du bassin versant de la Loire avec les bassins versants des principaux affluents, les barrages et les centrales nucléaires. Source : Andriamahefa (1999), modifié.

II.1.2. Lithologie du bassin versant

Le bassin versant ligérien est caractérisé par des lithologies variées qui influencent son tracé et la forme de sa vallée (Babonaux, 1970 ; Brossé, 1982). Les trois grands ensembles identifiés, sont de l'amont vers l'aval (Fig. II. 2) :

- le Massif central (représentant une partie de la Chaîne Hercynienne), où la Loire et l'Allier cheminent dans des gorges taillées dans les granites et les roches métamorphiques ;
- le Bassin Parisien, caractérisé par une structure monoclinale des terrains mésozoïques (calcaires/marnes jurassiques et sables/craies crétacés) et cénozoïques (sables/argiles néogènes) ;
- le Massif Armoricaïn, issu de l'orogénèse Hercynienne, constitué de granites, gneiss et micaschistes mis en place durant le paléozoïque et les formations sédimentaires paléozoïques (Debelmas, 1974).

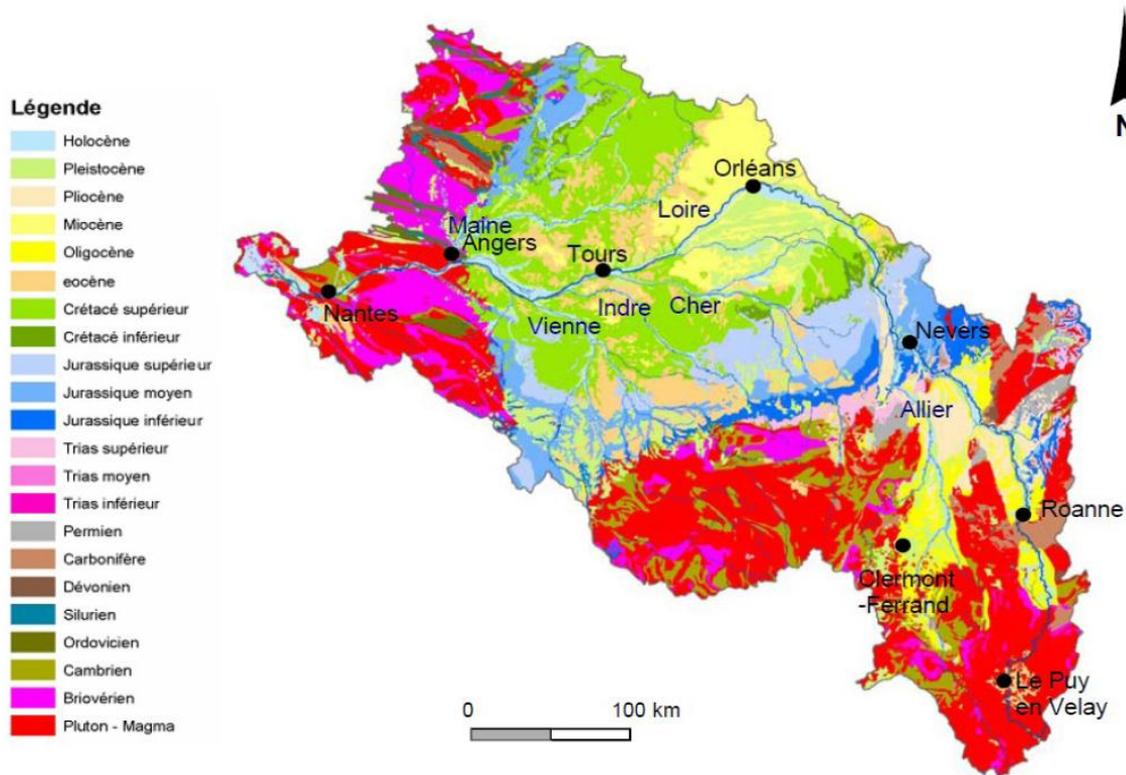


Fig. II. 2. Carte géologique du bassin versant de la Loire extraite de la carte géologique de la France au 1/1000000. Source : BRGM.

Le réseau hydrographique ligérien actuel résulte de l'évolution des trois grands ensembles décrits précédemment. Avant le Néogène, l'histoire du réseau ligérien est liée à celle du Bassin Parisien, mis en place par les transgressions et régressions marines survenues durant le Mésozoïque (Debelmas, 1974).

A partir du Miocène inférieur, une partie des sédiments provenant du Massif central transite vers le lac de Beauce avant d'atteindre la mer des faluns (région de Blois) (Rasplus, 1978). Au Miocène moyen et supérieur, la régression marine jusqu'en Anjou s'accompagne de la mise en place de la formation des sables et argiles de Sologne.

Au pliocène inférieur, le recul de la mer induit par le soulèvement de la partie sud du Massif Armoricaïn entrave les écoulements vers l'ouest et réoriente le tracé du cours d'eau selon un axe sud/nord en Beauce. Les dépôts mis en place durant cette période dans le Bassin Parisien (sables de Lozère) indiquent que le fleuve s'écoule en suivant le cours actuel de la seine avant de rejoindre la Manche (Debrand-Passard *et al.*, 1998). Au Pliocène supérieur (Debrand-Passard *et al.*, 1998) ou au Pléistocène (Gigout, 1975 ; Tourenq et Pomerol, 1995), les écoulements délaissent le tracé sud/nord au profit d'un tracé est-ouest.

Durant le Quaternaire, les phases d'érosion et d'alluvionnement façonnent la forme actuelle du réseau ligérien : la Loire s'écoule désormais dans des alluvions post-würmiennes, holocènes et sub actuelles (Brossé, 1982).

II.1.3. Régime hydrologique

Le régime hydrologique de la Loire présente une forte variabilité intermensuelle et interannuelle (Dacharry, 1974). Il se caractérise par l'alternance d'étiages qui peuvent être très sévères ($19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Blois en 1949) et de crues parfois dévastatrices ($6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Blois en 1866). Les basses eaux surviennent au cours de la saison estivale (de juillet à octobre), les hautes eaux durant l'hiver. Des crues peuvent également se produire au printemps. Les débits moyens interannuels varient entre $182 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Nevers (Bec d'Allier) et $853 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Montjean-sur-Loire.

Les influences climatiques auxquelles la Loire est soumise, induisent trois types de crues :

- les crues cévenoles (ou d'origine méditerranéenne), subites et de forte intensité, qui sont la conséquence de précipitations importantes sur les hauts bassins de la Loire et l'Allier ; elles ont le plus souvent lieu au début de l'automne et affectent particulièrement la partie amont de la Loire et l'Allier ;
- les crues océaniques, dues à des précipitations importantes et durables sur une grande partie du bassin versant qui se traduisent par des débits élevés atteints graduellement ; ces crues concernent généralement les secteurs en aval du Bec d'Allier ;
- les crues mixtes, qui résultent de la conjonction des deux types d'événements cités précédemment, peuvent atteindre des débits exceptionnels (crues de 1846, 1856 et 1866) ; le débit estimé au Bec d'Allier lors de la crue de 1856 était compris entre 7500 (Charlot *et al.*, 1995) et $7600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dacharry, 1996 ; Duband, 1996).

II.1.4. Morphologie fluviale de la Loire

Les spécificités géologiques et géomorphologiques permettent de distinguer trois tronçons (Fig. II. 1) : la Loire amont (entre la source et la confluence avec l'Allier), la Loire moyenne (entre le Bec d'Allier et le Bec de Maine) et la Loire aval (entre Angers et l'estuaire).

Dans sa partie dite amont, la Loire s'écoule dans des gorges jusqu'au barrage de Grangent. La charge solide transportée est grossière et la pente moyenne est de 3,8 ‰. Plus en aval, le fleuve atteint la plaine du Forez, où le style fluvial devient méandrique (Fig. II. 3a) et où la pente diminue jusqu'à 0,7 ‰.

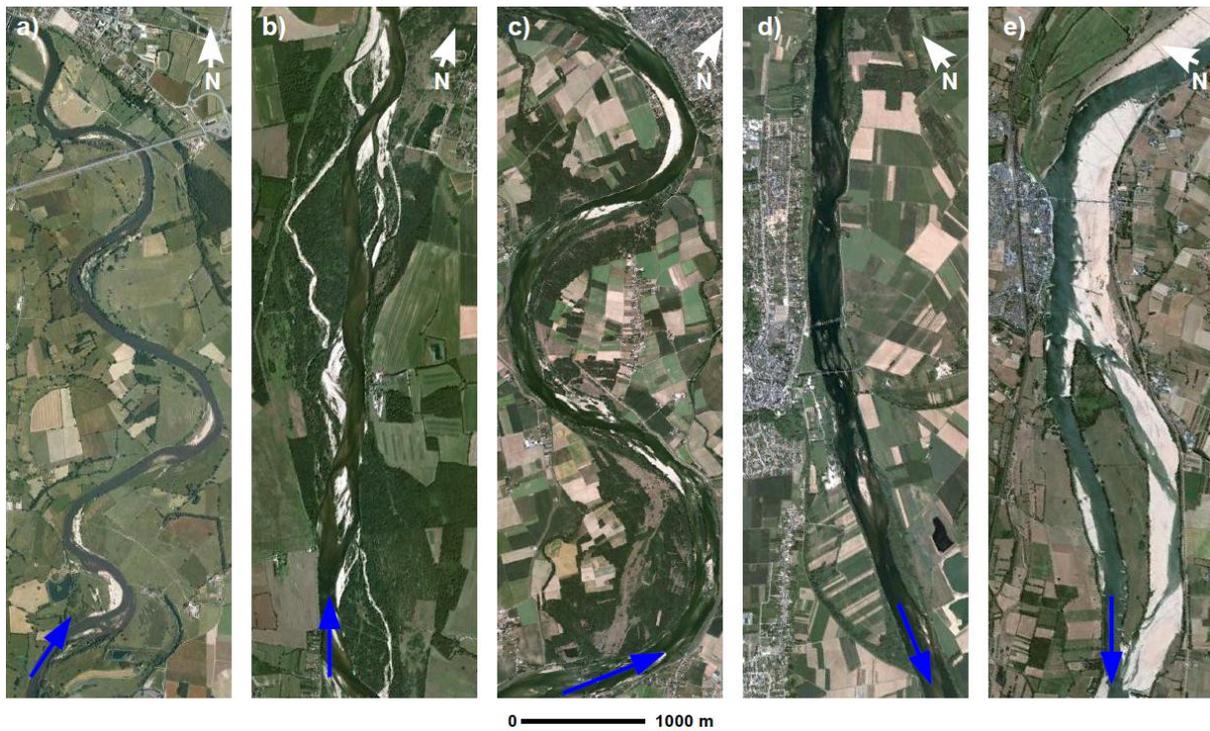


Fig. II. 3. Styles fluviaux rencontrés sur la Loire : a) chenal à méandres en Loire amont (Digoin), b) chenaux multiples en Loire moyenne (la Charité-sur-Loire), c) chenal à méandres en Loire moyenne (Guilly), d) chenal rectiligne en Loire moyenne (Blois), e) chenaux multiples en Loire aval (Ingrandes). Les flèches bleues indiquent le sens d'écoulement.

Au sein de la Loire moyenne, plusieurs styles fluviaux se succèdent :

- du Bec d'Allier à Briare, le fleuve présente une configuration à chenaux multiples (Fig. II. 3b), caractérisée par des îles végétalisées, de nombreux chenaux et des barres sédimentaires ;
- de Briare jusqu'à Tours, le chenal est rectiligne, le nombre de chenaux et la largeur des îles décroît (Fig. II. 3d) ; dans l'Orléanais le cours d'eau dessine cependant quelques grands méandres (Fig. II. 3c) ;
- en aval de Tours, le style fluvial rectiligne laisse, une nouvelle fois, la place à un style à chenaux multiples.

Tout au long de la Loire moyenne, la pente du cours d'eau diminue de 0,5 à 0,4 ‰. La largeur de la bande active fluctue entre 250 et 400 m jusqu'au Bec de Vienne. En aval de cette confluence, la largeur de la bande active augmente rapidement pour osciller autour de 500 m (Latapie, 2011). Les sédiments sont composés de sables et graviers siliceux provenant essentiellement du Massif central (Brossé, 1982 ; Macaire *et al.*, soumis). Entre le Bec d'Allier et Montjean-sur-Loire, le D_{50} des sédiments du lit (médiane de la taille des particules) décroît et passe de 4,6 mm à 0,63 mm (Fig. II. 4 ; Latapie, 2011).

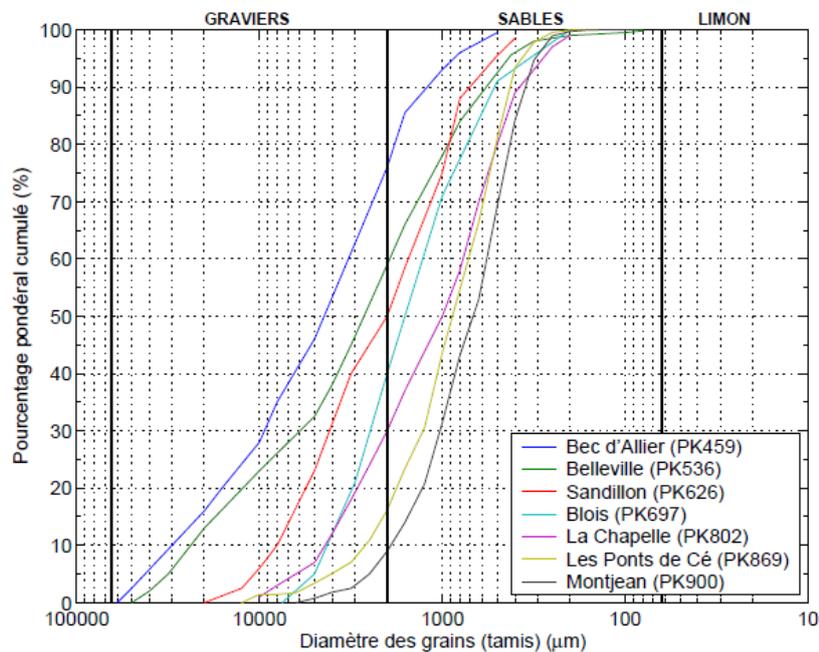


Fig. II. 4. Evolution longitudinale de la granulométrie des sédiments du chenal principal entre le Bec d'Allier et Montjean-sur-Loire. Source : Latapie (2011).

La Loire aval est caractérisée par des chenaux multiples avec des îles très larges et la présence de nombreux ouvrages de navigation destinés à entretenir un chenal navigable (Fig. II. 3e). La pente est proche de 0,2 ‰. Dans la partie aval, l'influence des marées sur la dynamique sédimentaire du fleuve est perceptible jusqu'à Montjean-sur-Loire (Brossé, 1982).

II.1.5. Incision récente de la Loire et conséquences

L'aménagement et l'exploitation de la Loire a entraîné une incision du chenal principal, qui s'est accélérée au cours des 40 dernières années. Les principales causes ayant provoqué cet enfoncement du lit sont :

- la construction des digues sur la majeure partie de la Loire moyenne et aval (Dion, 1961), qui concentrent les écoulements de crue dans une partie réduite de la vallée ;
- la construction au XIX^e siècle des ouvrages de navigation, qui ont accentué l'érosion du chenal principal et le colmatage de certains chenaux secondaires ;
- l'extraction massive de granulats au sein du lit mineur entre 1960 et 1995 ;
- la construction des barrages et des seuils qui empêchent le transit de la charge sédimentaire.

Dambre et Malaval (1993) ont estimé la quantité de sables et graviers prélevés dans le lit entre 1949 et 1992, à environ 220 millions de tonnes, ce qui représente près de 5 000 000 t/an. Ces quantités extraites sont nettement supérieures au débit solide annuel estimé par Berthois (1971), qui s'élève en moyenne à 1 000 000 t/an entre 1953 et 1968. La Loire a ainsi connu un déficit sédimentaire substantiel au cours de cette période, ce qui explique, en partie, son incision.

L'enfoncement du chenal principal s'est accompagné d'un abaissement de la ligne d'eau d'étiage qui a entraîné un certain nombre de dysfonctionnements comme :

- la déstabilisation de certains ouvrages d'art (citons par exemple, l'effondrement du pont Wilson à Tours en 1978) ;
- l'abaissement de la nappe phréatique ;
- la déconnexion et la végétalisation des annexes hydrauliques, et donc la réduction de la capacité hydraulique en crue ;
- la diminution de la diversité des habitats au sein des zones humides ;
- la remontée du bouchon vaseux jusqu'à Nantes.

L'arrêt du pâturage et de l'entretien de la végétation du lit (Bacchi, 2000 ; Cornier 2002) a également contribué à la végétalisation des chenaux secondaires.

II.1.6. Site d'étude

Le site d'étude est localisé en Loire moyenne, près de la commune de Bréhémont à 30 km en aval de Tours. Le fleuve adopte dans ce secteur une configuration à chenaux multiples (Fig. II. 5). Au niveau du tronçon suivi, le chenal principal forme plusieurs zones d'élargissement/rétrécissement (ZER) (carré et cercles rouges, Fig. II. 5). Des barres sédimentaires et des entrées de chenaux secondaires sont présentes au sein des ZER. Les bifurcations formées par le chenal principal et les chenaux secondaires peuvent être qualifiées d'asymétriques du fait que les annexes hydrauliques ne sont submergées qu'en période de hautes eaux. Les caractéristiques hydrauliques, sédimentaires et morphologiques du secteur étudié seront décrites plus précisément dans les chapitres III à VII.

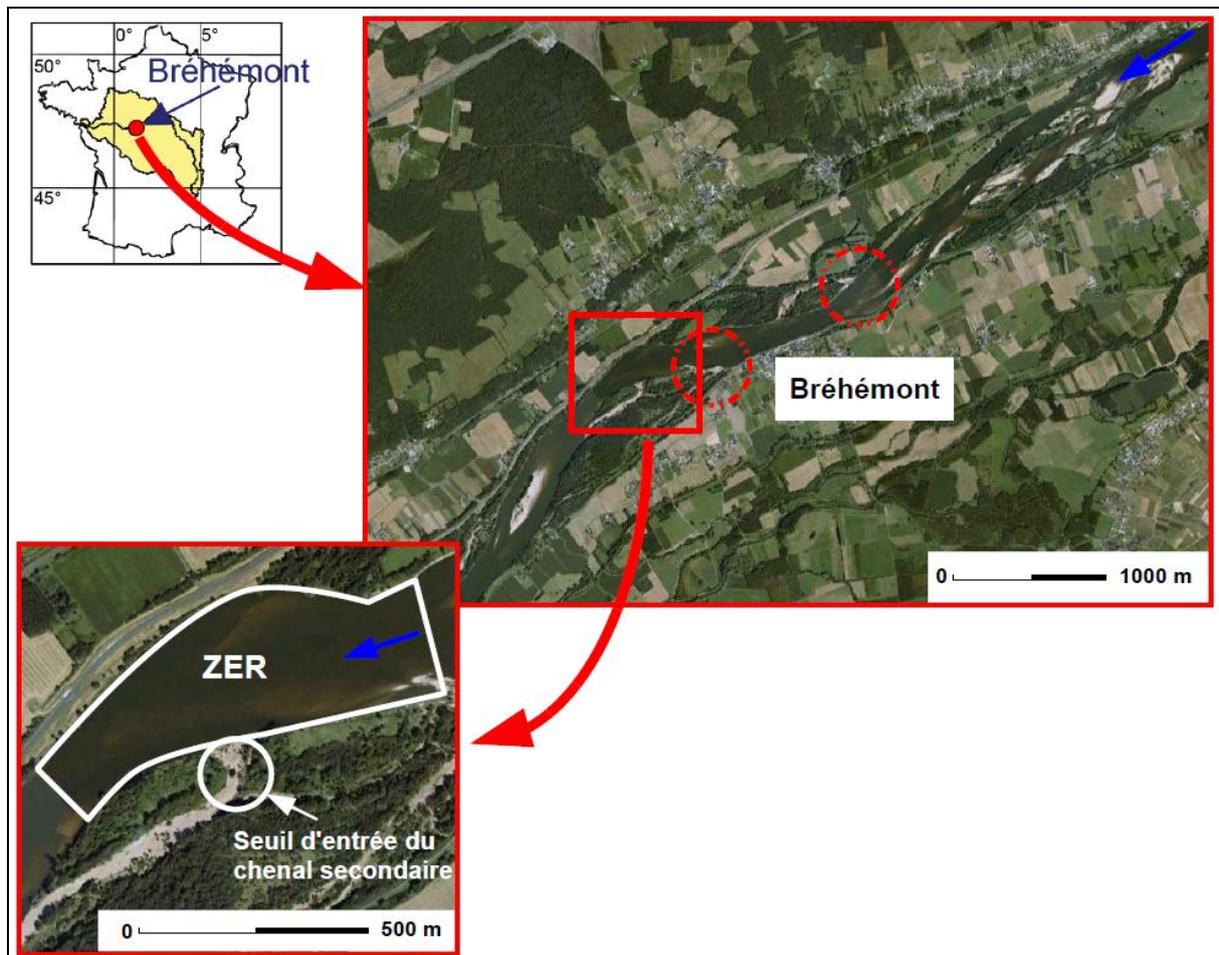


Fig. II. 5. Localisation du site d'étude.

Les cercles rouges désignent des secteurs ayant fait l'objet de mesures qui ne sont pas présentées durant ce travail. Les flèches bleues indiquent le sens d'écoulement.

II.2. Approches et modalités d'acquisition des données

Les modalités d'acquisition des données sont présentées dans cette partie, mais les informations relatives aux matériels, aux protocoles de mesures et aux traitements des données seront détaillées plus précisément dans les chapitres III à VII.

Dans le cadre de ce travail, la plupart des données ont été acquises au sein d'une ZER du chenal principal et sur le seuil d'entrée d'un chenal secondaire (Fig. II. 5). Des mesures, moins nombreuses, mais dont il n'est pas tiré parti dans la présente étude, ont été effectuées au niveau de deux autres bifurcations dans le secteur considéré (cercles en pointillés rouges sur la Fig. II. 5).

II.2.1. Acquisition des données dans le chenal principal

Une approche pluridisciplinaire a été appliquée au sein du chenal principal afin d'appréhender au mieux le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique des ZER et des bifurcations. La structure des écoulements sur plusieurs profils transversaux (entre 3 et 7 profils) a ainsi été caractérisée à partir de relevés avec un *Acoustic Doppler Profiler* (ADP), *Riversurveyor M9* (Sontek). Des profils de vitesses complémentaires ont également été établis à l'aide de mesures avec un moulinet. La distribution transversale et l'évolution temporelle du transport solide ont été observées sur un profil situé juste en amont de l'entrée du chenal secondaire, grâce à trois échantillonneurs iso-cinétiques (Fig. II. 6) :

- un *United State Bed-Material* 54 ou USBM 54 (USGS) pour prélever les particules présentes dans le 10 premiers centimètres sous le lit ;
- un *Bedload Transport Meter Arnhem* ou BTMA (Eijkelkamp) pour collecter la fraction charriée sur le lit ;
- une bouteille de Delft (Eijkelkamp) pour échantillonner la suspension graduée.

La suspension uniforme a été recueillie sur toute la colonne d'eau avec une bouteille *Beta Water Sampler* (Wildco) (Fig. II. 6). Tous les échantillons récoltés durant les campagnes de jaugeage solide ont fait l'objet d'analyses granulométriques en laboratoire.

L'évolution morphologique du lit a été suivie par bathymétrie, d'abord avec un échosondeur monofaisceau PA 500 (Tritech), lors de la première année de l'étude, puis avec un échosondeur multifaisceaux ES3 (Odom), lors la deuxième année. Ces échosondeurs ont

été couplés avec un DGPS (*Digital Global Positioning System*) ProFlex 500 (Magellan) afin de géoréférencer les points de mesures avec une précision centimétrique.

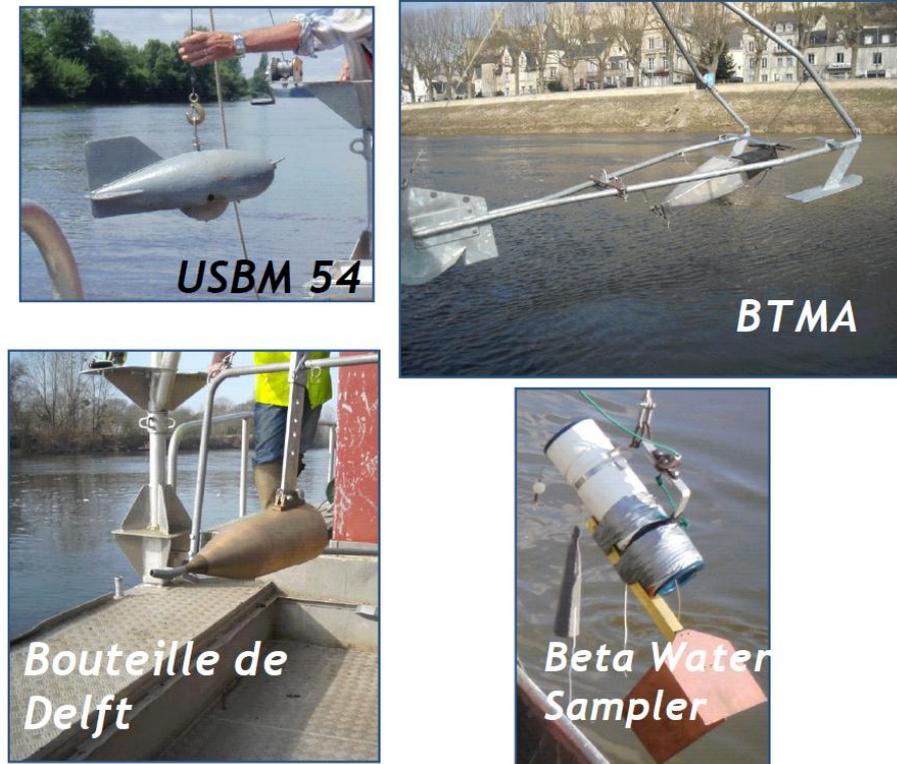


Fig. II. 6. Echantillonneurs utilisés pour le jaugeage solide.

L'utilisation combinée d'un ADP, d'échantillonneurs iso-cinétiques et d'un sondeur multifaisceaux sur un tronçon d'une grande rivière constitue une première en France. Les trois types de matériels ont principalement été utilisés au sein de la ZER présentée en Fig. II. 5. Comme évoqué précédemment, des mesures hydrauliques et morphologiques ont été ponctuellement réalisées en amont du secteur, dans une ZER située en face de l'entrée d'un chenal secondaire (cercle rouge le plus amont sur la Fig. II. 5). Toutefois, ces informations ne sont pas prises en compte dans le présent travail et seront exploitées ultérieurement.

Les mesures ont été préférentiellement effectuées lors des crues, car ces événements sont considérés comme déterminant dans la dynamique sédimentaire fluviale (Bravard et Petit, 1997). Nous nous sommes ainsi attaché à suivre toutes les crues ayant eu lieu entre mars 2010 et janvier 2011 (Fig. II. 7). Toutefois, des mesures ont également été réalisées au cours

de périodes de moyennes et basses eaux, afin de caractériser les processus hydro-sédimentaires pour l'ensemble des conditions de débit rencontrées durant une année hydrologique. La distribution des campagnes de mesures sur l'hydrogramme de Langeais (station de jaugeage localisée 4,5 km en amont) est présentée sur la Fig. II. 7.

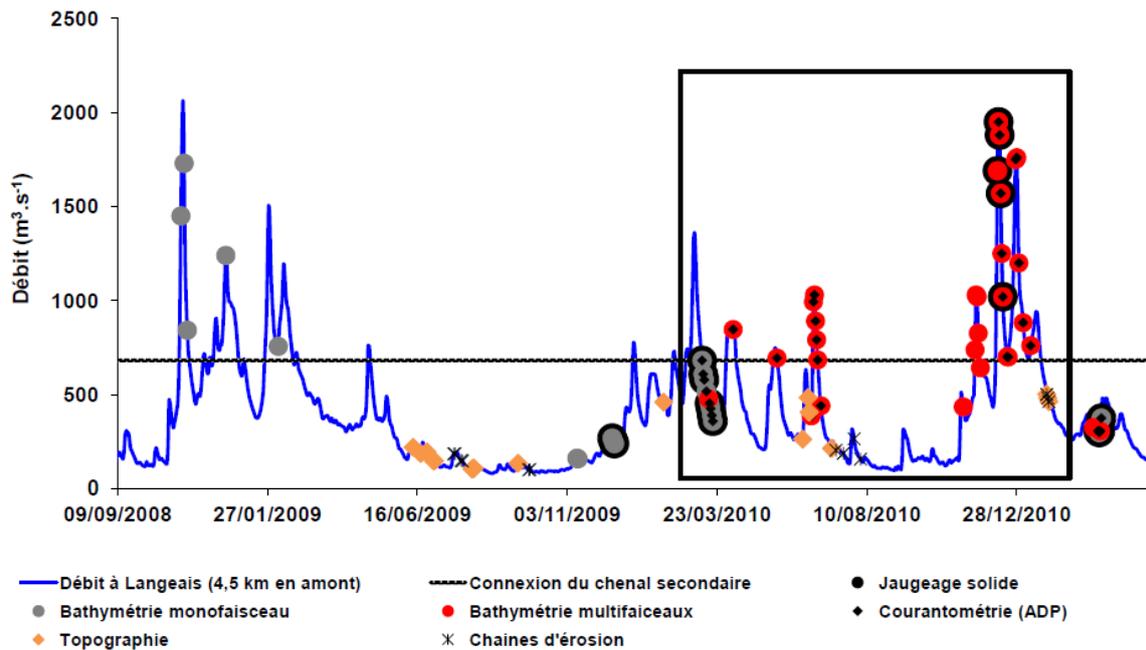


Fig. II. 7. Campagnes de mesures menées dans le chenal principal et les chenaux secondaires. Le cadre noir indique la période entre mars 2010 et janvier 2011.

Il est important de souligner que la première année consacrée à ce travail a concerné l'acquisition et à la prise en main des différents appareils, ainsi que le montage de la chaîne de mesure. Par conséquent, les campagnes de mesures dans le chenal principal ont surtout été effectuées au cours de la seconde année de l'étude, c'est-à-dire entre décembre 2009 et janvier 2011. L'essentiel du traitement des données a été réalisé durant la seconde année et la première moitié de la troisième, grâce à l'utilisation de logiciels spécifiques (*Riversurveyor live* pour l'ADP, Hypack 2009 et ArcGis 9.3 pour la bathymétrie) et le développement de codes Matlab.

II.2.2. Acquisition des données sur le seuil d'entrée du chenal secondaire

Les faibles profondeurs, les fortes vitesses de courant et l'importante densité de la végétation rendent la navigation difficile dans le chenal secondaire pendant les crues. De fait, peu de mesures à l'ADP et à l'échosondeur bathymétrique ont pu être réalisées dans les chenaux secondaires. Nous avons ainsi privilégié l'acquisition des données lors des périodes d'exondation des annexes hydrauliques, en portant une attention toute particulière à effectuer les mesures, comme le préconise Rodrigues (2004), avant et après chaque crue (Fig. II. 7). Trois seuils d'entrée ont fait l'objet d'un suivi durant ce travail (voir carré et cercles rouges sur la Fig. II. 5).

L'évolution morphologique des seuils a été observée à partir de données topographiques acquises avec un théodolite (Trimble M3), un DGPS (Magellan ProFlex 500) ou bien un scanner laser (Leica HDS 3000). Les données obtenues avec le théodolite et le DGPS ont été traitées avec les logiciels Hypack 2009 et ArcGis 9.3. Le traitement des données du scanner laser, qui s'est avéré fortement chronophage (environ 3 mois), a été réalisé à partir du software Cyclone.

La succession des processus érosifs et sédimentaires en crue a été caractérisée grâce à une centaine de chaînes d'érosion (*scour chains*) réparties sur les trois seuils. Les matériaux situés sur et sous la surface, ont été échantillonnés au droit des chaînes pour toutes les campagnes de mesure. Une analyse granulométrique partielle de ces prélèvements a été effectuée.

En raison d'une faible hydrologie, les évolutions topographiques et les processus d'érosion/dépôt ont été relativement modérés sur les seuils d'entrée des chenaux secondaires. Comme ces résultats apportent peu d'éléments pour répondre à la problématique de l'étude, ils ne seront que modérément utilisés dans les chapitres suivants.

Avant d'étudier les processus hydro-sédimentaires dans la ZER et la bifurcation asymétrique, il convient de retracer l'évolution de la morphologie du lit mise en évidence lors des différentes campagnes de terrain réalisées au cours de l'année 2010. Ces faits apportent des éléments de discussion quant aux questions suivantes qui font l'objet du chapitre III :

- Quelle est l'influence des crues sur l'évolution morphologique du système et sur les bilans sédimentaires ?
- La fréquence, l'intensité et la durée des crues affectent-elles la morphodynamique du lit de la même manière ?
- Quelle est la configuration des barres observées auparavant au sein du lit à partir d'observations *in situ*, de photos aériennes et d'anciens levés bathymétriques (monofaisceaux) ?
- Ces barres migrent-elles ? Si oui, à quel rythme ?
- Les périodes de basses eaux jouent-elles un rôle sur l'évolution du système ?

Chapitre III. Evolution morphologique d'un élargissement/rétrécissement de chenal dans une rivière sablo-graveleuse : importance de la configuration des barres et des bas débits, exemple de la Loire moyenne, France



Chapitre III. Evolution morphologique d'un élargissement/rétrécissement de chenal dans une rivière sablo-graveleuse : importance de la configuration des barres et des bas débits, exemple de la Loire moyenne, France

Nicolas Claude^a, Benjamin Gandubert^a, Stéphane Rodrigues^a, Jean-Gabriel Bréhéret^a & Philippe Jugé^b

^a E.A 6293 GéHCO - GéoHydrosystèmes Continentaux, Département Géosciences-Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université François Rabelais, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France

^b Université François-Rabelais de Tours, CETU Elmis, 11 quai Danton, 37500 Chinon, France

Abstract

Les réponses de la morphologie du lit des rivières à charge sablo-graveleuse aux périodes de bas débits et aux crues d'intensités et de fréquences variées sont rarement étudiées. Ce travail se propose d'aborder cette question à l'aide de l'analyse des différentiels de MNT (Modèle numérique de terrain) établis à partir de levés bathymétriques multifaisceaux. Ces levés ont été réalisés sur la Loire de mars 2010 à janvier 2011 à Bréhémont (France), dans une zone d'élargissement/rétrécissement de section, et permettent de couvrir plusieurs périodes hydrologiquement distinctes. Leur analyse révèle la morphodynamique du tronçon selon les périodes considérées et met en évidence la variabilité des réponses morphologiques du fond du lit aux événements hydrologiques. Ainsi la vitesse à laquelle évolue la morphologie n'est pas exclusivement liée à l'hydrologie. Ces réponses apparaissent principalement conditionnées par la configuration morphologique des barres (ici alterne ou transversale) et

leur « stabilité » face aux écoulements. Plus la résistance des barres aux écoulements est importante et plus l'évolution morphologique est intense. La forte mobilité des sédiments permet aux périodes de bas débits de jouer un rôle particulièrement morphogène. En opposition, les crues n'engendrent pas systématiquement de modifications morphologiques significatives. L'influence d'un événement hydrologique sur la morphologie du lit est davantage liée à sa durée qu'à l'intensité des débits qui y sont rencontrés. A l'échelle d'une crue, ce travail a également pointé la prédominance de l'érosion en montée de crue et des dépôts en décrue. Cette tendance est nuancée selon les unités morphologiques considérées : l'érosion est plus marquée dans les mouilles en montée de crue et les dépôts sont plus importants sur les barres en décrue. Enfin, l'occurrence de deux crues successives a montré que la différence de l'intensité des processus sédimentaires entre les deux crues (érosion plus importante lors de la première crue) était liée à l'évolution de la rugosité hydraulique associée à la taille des dunes. En effet, le temps de relaxation entre les variations de débit et l'adaptation de la taille des dunes tend à accroître la rugosité du lit lors de la deuxième crue, ce qui limite l'érosion.

Mots-clés : rétrécissement/élargissement, évolution morphologique, barre sédimentaire, variations de débit, crues, basses eaux, processus sédimentaires

III.1. Introduction

Les crues, même modérées, sont souvent considérées comme les principaux événements responsables de l'évolution morphologique d'une rivière. Cette question, focalisée sur l'influence d'un événement, a fait l'objet de nombreux travaux à partir de données de terrain (Mosley, 1982 ; Eaton et Lapointe, 2001 ; Welber *et al.*, 2012) ou via des expérimentations en canal artificiel (Valentine et Ershadi, 2003 ; Marti et Bezzola, 2006). Ainsi, les réponses morphologiques aux crues seraient principalement liées à l'accroissement du transport solide (Ham et Church, 2000) et aux modifications de section (Sipos *et al.*, 2008). Cependant, toutes les crues n'occasionnent pas de grands changements morphologiques (Moss et Kochel, 1978 ; Cluett, 2005). D'autres travaux pointent la difficulté d'établir un lien entre l'intensité et la fréquence des crues et la nature des changements

morphologiques associés (Magilligan, 1992). Plus spécifiquement, dans les rivières à charge sableuse, le rôle des crues est également relativisé par rapport à l'influence des périodes d'étiage sur les mouvements du lit et le transport solide en général (Kiss et Sipos, 2007), bien que les processus sédimentaires mis en évidence soient parfois divergents du fait des spécificités des sites d'étude. Les mouvements du lit sont donc continus dans le temps dans ce type de cours d'eau, chaque stade hydrologique ayant un rôle dans l'évolution morphologique (Friedman *et al.*, 1996 ; Kiss et Sipos, 2007). Toutefois, peu d'études portent un regard à la fois sur l'influence morphogène des périodes de crue et sur celle des périodes de basses eaux, et ce sur le même site.

Les spécificités locales des sites sont notamment associées à la géométrie du chenal et donc à l'évolution de la largeur de la section. Ainsi, les élargissements de section affectent significativement la morphologie du lit des rivières en tresses (Howard, 1996). Ces zones offrent des conditions propices à la formation de barres (Nelson, 1990 ; Bittner, 1994 ; Repetto *et al.*, 2002 ; Wu *et al.*, 2011), puisqu'elles entraînent une divergence des écoulements et une diminution de l'énergie du flux liquide. Dans les rivières à charge sableuse et graveleuse, ces barres sont, à l'échelle du chenal, les unités morphologiques au travers desquelles s'exprime la dynamique du transport solide. Leur localisation détermine la morphologie du chenal, et leur migration son évolution. En crue, les flancs de ces barres s'érodent et leur crête s'aggrave alors qu'à bas débits, elles ont tendance à s'élargir et à s'aplanir (Ashworth *et al.*, 2000 ; Bridges, 2003). Cependant, c'est essentiellement leur configuration au sein du lit (latérale, milieu de chenal) qui semble déterminante, puisqu'elles conditionnent les contraintes qu'elles exercent sur les écoulements (chapitre VI et VII). La majorité des travaux menés sur le sujet abordent l'évolution morphologique des barres de milieu de chenal (McLelland *et al.*, 1999 ; Ashworth *et al.*, 2000 ; Luchi *et al.*, 2010a). Il existe donc peu de références quant à la morphodynamique des barres alternes et transversales au sein d'un chenal à section variable dans des conditions hydrologiques variées. Ceci s'explique par la difficulté que représente la mise en place du suivi de l'évolution morphologique d'un tronçon. En effet, l'étude *in situ* des interactions entre l'hydrologie et la morphologie du chenal est délicate, puisque tributaire des variations hydrologiques. Les travaux qui se basent sur des données de terrain exhaustives collectées dans des conditions hydrologiques variées sont donc rares, car ils nécessitent l'accumulation de nombreuses données bathymétriques en lien avec les conditions hydrologiques et ce sur un spectre temporel relativement large.

Le présent travail s'appuie sur une telle stratégie appliquée à un fleuve à charge sablo-graveleuse et à chenaux multiples. Ce point étant d'un intérêt certain, puisque la majorité des travaux concernent des rivières en tresses à charge graveleuse. Les objectifs de ce papier sont donc d'apporter des éléments de réponse aux questions laissées en suspens, telles qu'observées dans la littérature récente. Il s'agit en premier lieu de caractériser dans une zone élargissement/rétrécissement (ZER), les réponses morphologiques du chenal aux variations des conditions hydrologiques. Le suivi, qui s'étale sur une dizaine de mois, couvre une période caractérisée par la diversité de conditions hydrologiques (crues de différentes intensités et fréquences, étiage), rendant possible l'analyse des réponses à diverses échelles de temps et d'espace. En effet, la haute résolution spatiale des données bathymétriques multifaisceaux permet de saisir l'évolution détaillée de chaque unité morphologique (barre, mouille) en réponse aux variations de débit. Le propos sera également de quantifier l'évolution morphologique du tronçon tout au long du suivi, afin d'identifier ses facteurs de contrôle et préciser l'influence de l'hydrologie.

III.2. La Loire et le site d'étude

III.2.1. Site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne

De sa source à son estuaire, la Loire parcourt 1,020 km et draine un bassin versant de 117 000 km², et est à ce titre le fleuve le plus long de France. Le site d'étude (Fig. III. 1) est situé à 790 km de la source et à 30 km en aval de Tours, au niveau du village de Bréhémont (47°17'43.31''N, 0°20'33.80''E). En amont de Bréhémont, la Loire draine un bassin versant de 56480 km². Au niveau du site d'étude, le fleuve se développe en chenaux multiples avec un chenal principal en cours d'incision toujours en eau, et des chenaux secondaires immergés lors des crues qui serpentent entre des îlots végétalisés (voir Rodrigues *et al.*, 2006 et Détriché *et al.*, 2010, pour de plus amples détails sur le site). L'incision prononcée du chenal principal est à l'origine de nombreux problèmes dont la déstabilisation d'ouvrages civils, la diminution de la capacité hydraulique durant les crues (Belleudy, 2000), et la colonisation des chenaux secondaires par les espèces végétales pionnières (Bravard *et al.*, 1997; Rodrigues *et al.*, 2007).

III.2.2. Le site d'étude et la morphologie du chenal

A hauteur de la station de jaugeage de Langeais (4,5 km en amont du site), le débit moyen annuel est de $430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et d'approximativement $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors des crues biennales. Le site d'étude est localisé dans une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) de la Loire où la largeur du chenal principal oscille entre 175 and 300 m (Fig. III. 1). L'*aspect ratio* définit comme le rapport entre la largeur du chenal et la hauteur d'eau, varie entre 160 à bas débits (inférieurs au module) et 40 à forts débits lors des crues biennales (Fig. III. 2). L'*aspect ratio* varie également longitudinalement, et diminue lorsque le chenal se rétrécit (Fig. III. 1 et 2). Dans la partie aval du site, la rive droite est protégée par des enrochements (Fig. III. 1). La pente moyenne du chenal principal fluctue en moyenne autour de $30 \text{ cm} \cdot \text{km}^{-1}$, et au débit de plein bord ($2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Langeais), la puissance spécifique est de $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Les sédiments du lit sont principalement composés de sables et graviers siliceux dont le D_{50} et le D_{90} (diamètres pour lesquels 50 et 90% des particules, en masse, sont plus fines) sont respectivement de 1,33 mm et 5,18 mm.

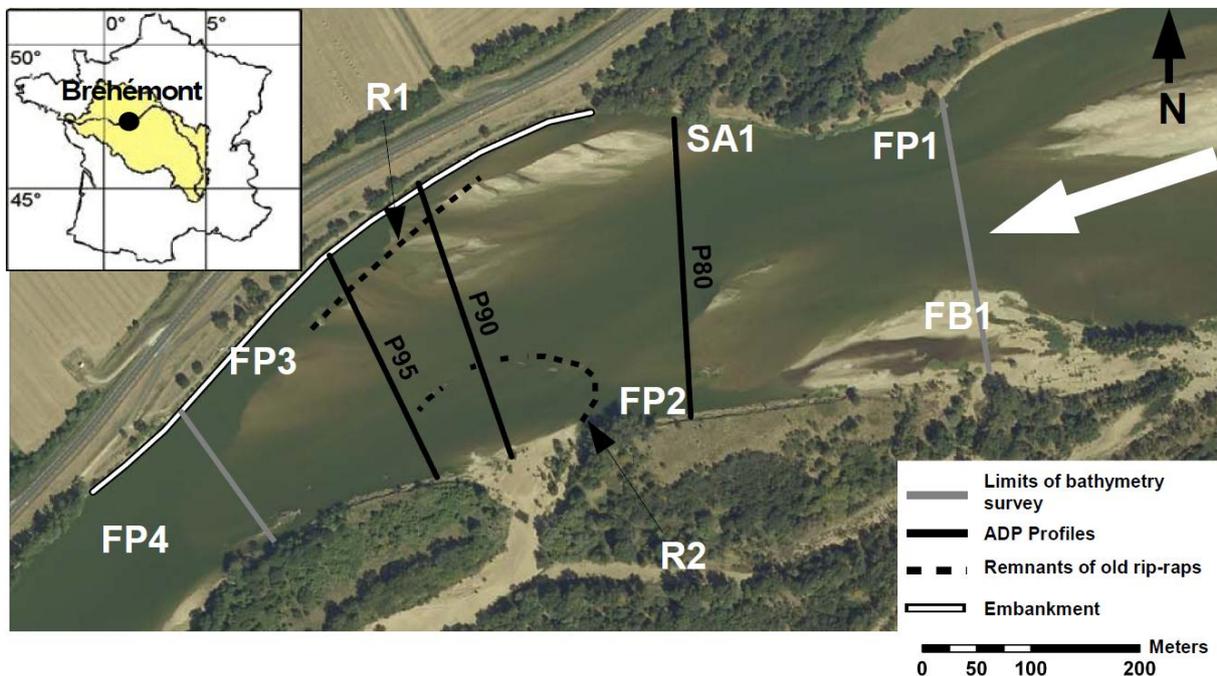


Fig. III. 1. Présentation du site d'étude et de l'emprise des levés multifaisceaux. La flèche blanche indique le sens du courant.

Le chenal comprend quelques unités morphologiques stables. A l'amont de l'élargissement de section et en rive gauche se situe une barre forcée (FB1). Au droit de cette barre, dans l'autre moitié du chenal, se trouve une mouille forcée (FP1) (Fig. III. 1). Juste à l'aval, une ou plusieurs barres migrantes occupent la zone d'élargissement/rétrécissement. Une zone de stagnation (SA1) est située près de la rive droite au niveau de l'élargissement de section. Deux mouilles forcées sont localisées de part et d'autre du chenal, l'une (FP3) entre des enrochements (R1) et la rive droite et l'autre (FP2) en amont de la bifurcation et d'anciens enrochements (R2) (Fig. III. 1). Le rétrécissement progressif de la section du chenal restreint probablement la migration des barres vers l'aval. Le chenal secondaire dont l'entrée se situe en rive gauche est connecté pour un débit supérieur à $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

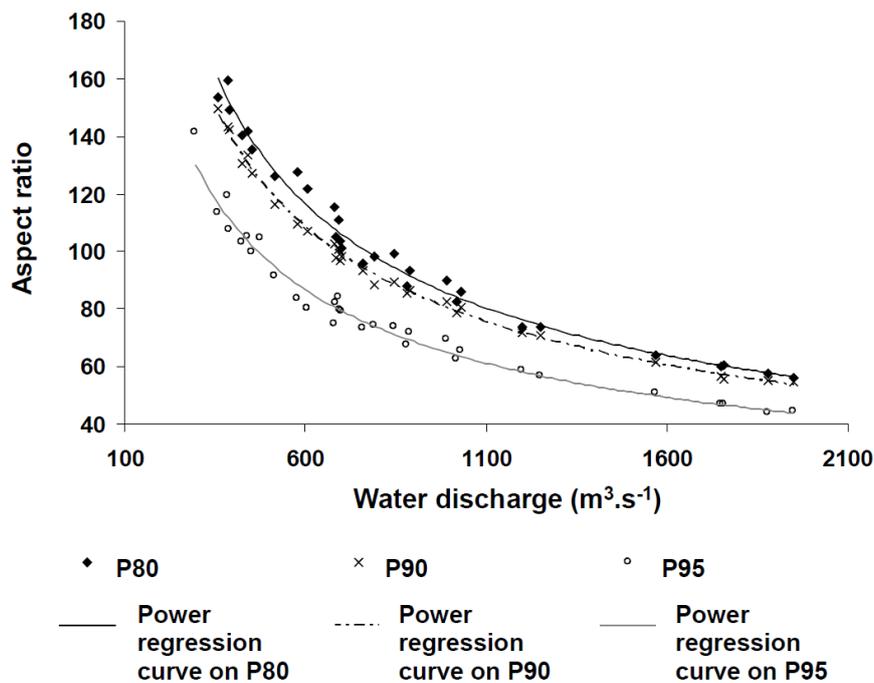


Fig. III. 2. Evolution de l'aspect ratio en fonction du débit au niveau de 3 profils transversaux ADP. Se référer à la Fig. III. 1 pour la localisation des profils.

III.3. Matériels et méthodes

III.3.1. Hydrologie

III.3.1.1. Hydrogramme et distribution des mesures

L'évolution morphologique du chenal principal a été suivie grâce à la réalisation de levés multifaisceaux sur l'ensemble du site d'étude dans des conditions de débits variables. La première période de suivi s'étend de mars à juin 2010 et couvre deux crues modérées, dont la fréquence de retour est inférieure à un an (Fig. III. 3). Le suivi est relativement espacé, puisque seuls 3 levés ont été réalisés, dont un en décrue et deux lors des pics de crue. La fréquence du suivi augmente ensuite lors de la crue de juin. Celle-ci, qui a atteint un débit maximum de $1030 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (crue annuelle), a fait l'objet de 7 levés. S'ensuit une longue période d'étiage durant laquelle aucun levé n'a pu être réalisé du fait de la faible hauteur d'eau. La première crue après cette période intervient en novembre 2010 (annuelle). Celle-ci a fait l'objet d'un suivi mais les données, trop bruitées, ne sont pas valorisables. En décembre, deux crues biennales successives sont survenues (Fig. III. 3). Ce double événement a fait l'objet d'un suivi resserré (13 levés), excepté lors de la première montée de crue.

Les vitesses moyennes et les hauteurs d'eau moyennes mesurées sur le profil P80 (Fig. III. 1) lors des campagnes de terrain sont présentées dans le Tab. III. 1. Les vitesses moyennes varient entre $0,87$ et $1,33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Les hauteurs d'eau moyennes fluctuent entre $1,96$ et $4,61 \text{ m}$.

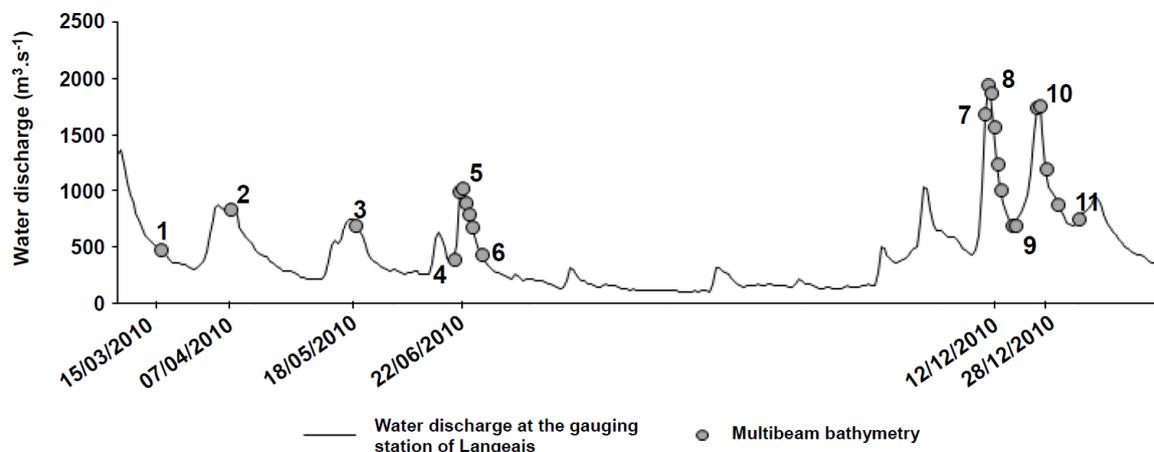


Fig. III. 3. Hydrogramme de la Loire à Langeais et localisation des levés bathymétriques.

Tab. III. 1. Vitesses moyennes et hauteurs d'eau moyennes mesurées sur le profil P80 (voir Fig. III. 1 pour la localisation du profil).

Survey reference	Date	Water discharge at Langeais	Mean flow velocity	Water depth
		($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	(m)
1	15/03/2010	477	**	**
2	07/04/2010	846	1.1	2.79
3	18/05/2010	694	1.02	2.48
4	19/06/2010	386	0.9	1.73
	21/06/2010	993	1.06	3.08
5	22/06/2010	1030	1.08	3.19
	23/06/2010	891	1.04	2.95
	24/06/2010	791	1.02	2.81
	25/06/2010	684	1	2.63
6	28/06/2010	440	0.87	1.96
7	10/12/2010	1690	1.33	4.23
	11/12/2010	1950	1.32	4.92
8	12/12/2010	1880	1.27	4.8
	13/12/2010	1570	1.18	4.3
	14/12/2010	1250	1.11	3.74
	15/12/2010	1020	1.06	3.34
	19/12/2010	701	0.96	2.74
9	20/12/2010	698	0.96	2.67
	27/12/2010	1750	1.25	4.61
10	28/12/2010	1760	1.27	4.6
	30/12/2010	1200	1.11	3.73
	03/01/2011	882	1.02	3.14
11	10/01/2011	760	0.99	2.88

La colonne *Survey reference* indique les références par lesquelles seront désignés les levés dans la partie résultat. ** données non disponibles.

III.3.1.2. Caractérisation de l'hydrologie

Concernant la caractérisation de l'hydrologie, trois périodes ont été distinguées en fonction de la relative homogénéité de leur dynamique hydrologique : la période printanière qui s'étend de mars à juin entre les levés 1 et 6, la période de basses eaux de fin juin à début décembre entre les levés 6 et 7 et les deux crues hivernales entre les levés 7 et 11 (Fig. III. 3). Divers paramètres ont été utilisés pour caractériser ces périodes : le BFI (*BaseFlow Index*) (Eckhardt, 2008 ; Gonzales *et al.*, 2009) et les quantiles 10, 50 et 90. Le BFI est défini comme :

$$\text{BFI} = \frac{\overline{Q_{11\text{Min}}}}{\overline{Q}} \quad (1)$$

où BFI est le *Baseflow Index*, $\overline{Q_{11\text{Min}}}$ est la moyenne de tous les débits minimums extraits d'une fenêtre glissante de N jours (ici N = 11, car la Loire est un « grand » fleuve, Bustillo, communication personnelle) et \overline{Q} est la moyenne des débits observés sur la période considérée.

Le BFI permet d'évaluer la variabilité des séries de débit de chacune des périodes citées. Plus cet indice est proche de 1, plus l'hydrogramme est lisse, plus il est proche de 0, plus l'hydrogramme est bruité. Quant aux quantiles, ils permettent d'avoir une idée de la dispersion des débits.

III.3.2. Bathymétrie

L'ensemble des levés bathymétriques multifaisceaux ont été réalisés entre les rétrécissements amont et aval (Fig. III. 1) avec un échosondeur multifaisceaux Odom ES3. Cet appareillage dispose de 240 faisceaux émettant à 240 kHz ouverts sur 120°. Dans cette configuration, le sondeur scanne le lit de la rivière avec des fauchées égales à trois fois la profondeur d'eau. L'échosondeur était combiné avec un DGPS Magellan ProFlex 500 de précision centimétrique en planimétrie et altimétrie. Les levés bathymétriques ont été réalisés selon des profils parallèles aux berges avec une vitesse de navigation comprise entre 1,5 et 3 m.s⁻¹. En sortie de mesure, les levés bruts présentaient en moyenne 250 points par mètre carré. Ces données bathymétriques multifaisceaux ont ensuite été traitées avec le logiciel Hypack 2009 en deux étapes. Dans un premier temps, les points bruts sont filtrés afin de supprimer les données statistiquement aberrantes. Puis, les points traités sont épurés de manière à obtenir une grille avec des mailles de 0,5 m (ce qui représente en moyenne 550 000 points, soit 3,7 points par m²).

III.3.3. Traitements des données

III.3.3.1. Construction des modèles numériques de terrain (MNT)

Les points issus des levés multifaisceaux ont en premier lieu été traités et filtrés sous Hypack 2009, puis ont permis la réalisation de MNT (modèle numérique de terrain) à l'aide du logiciel ArcGis (9.3).

III.3.3.2. Cartographie érosion/dépôt

Afin d'appréhender les évolutions du lit, les différentiels des MNT ont été réalisés grâce à ArcGis (9.3) via l'outil « *raster calculator* » dans « *spatial analyst* ». Ceci permet de spatialiser et de quantifier le dépôt et l'érosion entre deux levés. Les zones ayant connu une évolution altitudinale inférieure à 0,1 m ont été exclues (en blanc) du fait de l'incertitude inhérente aux MNT et aux mesures bathymétriques. La comparaison des grilles permet de déterminer les volumes érodés et déposés entre deux campagnes. Pour plus de précision et afin d'évaluer la réponse de chaque unité morphologique aux variations de débit, les volumes ont été calculés pour chaque macroforme présente sur le site (barres, mouilles, *etc*). Les contours des unités sont précisés en Fig. III. 4, du fait de l'évolution morphologique du lit, ils sont différents d'un évènement à l'autre. Les surfaces associées à chacune des unités morphologiques sont présentées dans le Tab. III. 2. Des bilans surfaciques transversaux ont également été calculés pour chaque profil (Fig. III. 5a) via l'outil « *contour et volume* » dans Hypack 2009, dans le but d'appréhender la distribution longitudinale des processus sédimentaires (érosion/dépôts).

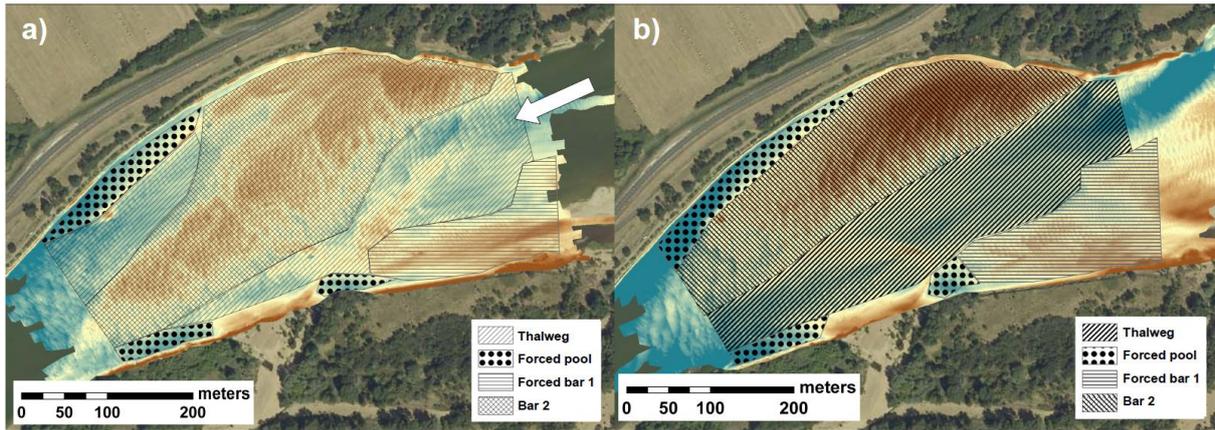


Fig. III. 4. Contours des unités morphologiques utilisées pour le calcul des bilans sédimentaires : a) en juin et b) en décembre

Tab. III. 2. Surface des unités morphologiques utilisées pour le calcul des bilans sédimentaires.

Flood	Morphological Unit	Area
		(m ²) x 10 ³
June	Thalweg	43
	Forced pool	9
	Forced bar 1	15
	Bar 2	67
December	Thalweg	50
	Forced pool	12
	Forced bar 1	22
	Bar 2	52

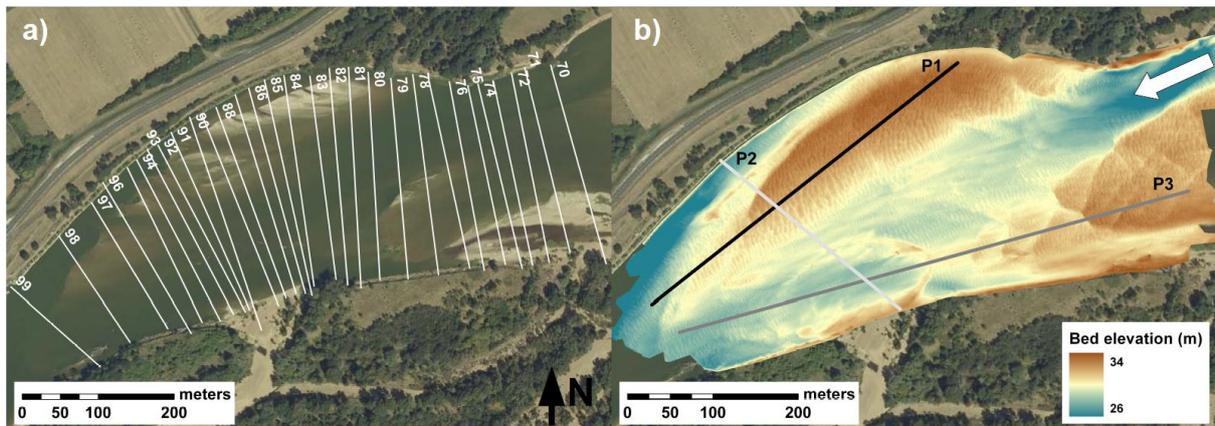


Fig. III. 5. Localisation des profils : a) profils transversaux, b) profils longitudinaux extraits pour le calcul des vitesses de migration des macroformes.

III.3.3.3. Vitesse de migration des barres

Pour compléter les informations fournies par la cartographie des zones d'érosion et de dépôt et quantifier l'intensité de l'évolution morphologique des macroformes, trois profils (Fig. III. 5b) ont été extraits à partir des MNT via l'outil « *easy profiler* » sur ArcGis (9.3). Le premier profil (P1) est parallèle à la rive gauche et permet de suivre la progression longitudinale des barres. Le deuxième profil (P2) est orienté transversalement au chenal afin d'appréhender la migration latérale de ces mêmes barres entre rive gauche et rive droite. Enfin, le troisième profil (P3) est longitudinal et parallèle aux enrochements en rive droite (Fig. III. 5b). La comparaison des profils issus de différentes dates permet d'évaluer la vitesse de migration des barres.

III.4. Résultats

Les résultats sont exposés de manière chronologique, ce qui permet de suivre l'évolution morphologique du site d'étude et d'appréhender ses réponses aux divers événements hydrologiques survenus pendant le suivi. En premier lieu, l'hydrologie a été caractérisée durant les périodes couvertes par le suivi.

III.4.1. Caractérisation des différentes périodes hydrologiques

Le Tab. III. 3 présente les valeurs des différents paramètres calculés pour les 25 dernières années, pour l'ensemble de la période de suivi et pour chacune de ses subdivisions temporelles.

Tab. III. 3. Paramètres hydrologiques selon la période considérée.

Period	1986 - 2011	March 2010 - January 2011	Spring	Low flows	Winter
		Survey 1 - 11	Survey 1 - 6	Survey 6 - 7	Survey 7 - 11
Q₁₀	104	123	253	110	700
Q₅₀	320	295	389	164	890
Q₉₀	924	844	780	494	1750
BFI	0.76	0.7	0.68	0.76	0.65

Sur l'ensemble de la période de suivi (environ 10 mois), le débit médian est de 295 m³.s⁻¹, et 80 % des débits sont compris entre 123 et 844 m³.s⁻¹, ce qui est très proche des caractéristiques de l'hydrogramme des 25 dernières années (Tab. III. 3). Seul le BFI (*BaseFlow Index*) diffère de manière significative entre la période de suivi et l'analyse à long terme, dont la variabilité des débits est similaire à celle de l'étiage. Dans ce contexte, les caractéristiques de la période hivernale se différencient nettement, puisque c'est elle qui présente la plus grande amplitude de débits (environ 1000 m³.s⁻¹). Comme l'indique le BFI, l'hiver présente l'hydrogramme le moins lisse, et *a contrario*, l'étiage présente l'hydrogramme le moins « bruité ». Le Q₉₀ hivernal est ainsi deux fois plus élevé que celui de l'ensemble de la période du suivi. La période printanière présente des valeurs très proches de celles relatives à l'ensemble des 10 mois. Ces paramètres confirment donc les distinctions hydrologiques existant entre les trois périodes : le printemps avec des débits variables faibles à moyens, l'étiage aux débits très faibles et peu variables, et l'hiver dont les débits sont très variables et élevés. En outre, l'ensemble de la période de suivi est assez représentatif de l'hydrologie des 25 dernières années au regard des paramètres utilisés.

III.4.2. Evolution morphologique du lit lors des crues printanières (levés 1 à

4)

La période étudiée s'étend du 15 mars (levé 1), date du premier levé bathymétrique qui fait suite à une crue d'environ 1500 m³.s⁻¹, au 19 juin (levé 4). Elle comprend deux crues de débit modéré (fréquence de retour élevée), l'une survenue en avril (850 m³.s⁻¹) et l'autre en mai (700 m³.s⁻¹). La crue de juin sera traitée séparément étant donné qu'elle a fait l'objet d'un

suivi à haute résolution temporelle. Des levés bathymétriques ont été réalisés lors des pics de crue (Fig. III. 3).

III.4.2.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt

Le premier intervalle de temps suivi s'étend entre les levés 1 et 2 (du 15 mars au 7 avril). L'état initial de la morphologie du site est la suivante : la barre B1 est située en rive droite dans le prolongement de la zone d'élargissement, et B2 occupe la moitié gauche du chenal en amont du site. Le thalweg serpente entre ces deux formes. Durant les trois semaines qui séparent les deux levés, le lit a évolué de façon significative (Fig. III. 6). On perçoit une très nette différenciation entre les zones de dépôts, dont l'allure s'apparente à celle de fronts de progradation successifs orientés vers la rive droite, et les zones d'érosion qui s'intercalent entre ces fronts. Ces deux fronts sont espacés d'environ 300 m et illustrent la progression de B1 de la rive gauche vers la rive droite et l'aggradation de B2 dont le front est particulièrement visible sur le MNT du 7 avril. Cette évolution se poursuit entre les levés 2 et 3, c'est-à-dire entre le 7 avril et le 18 mai (Fig. III. 7).

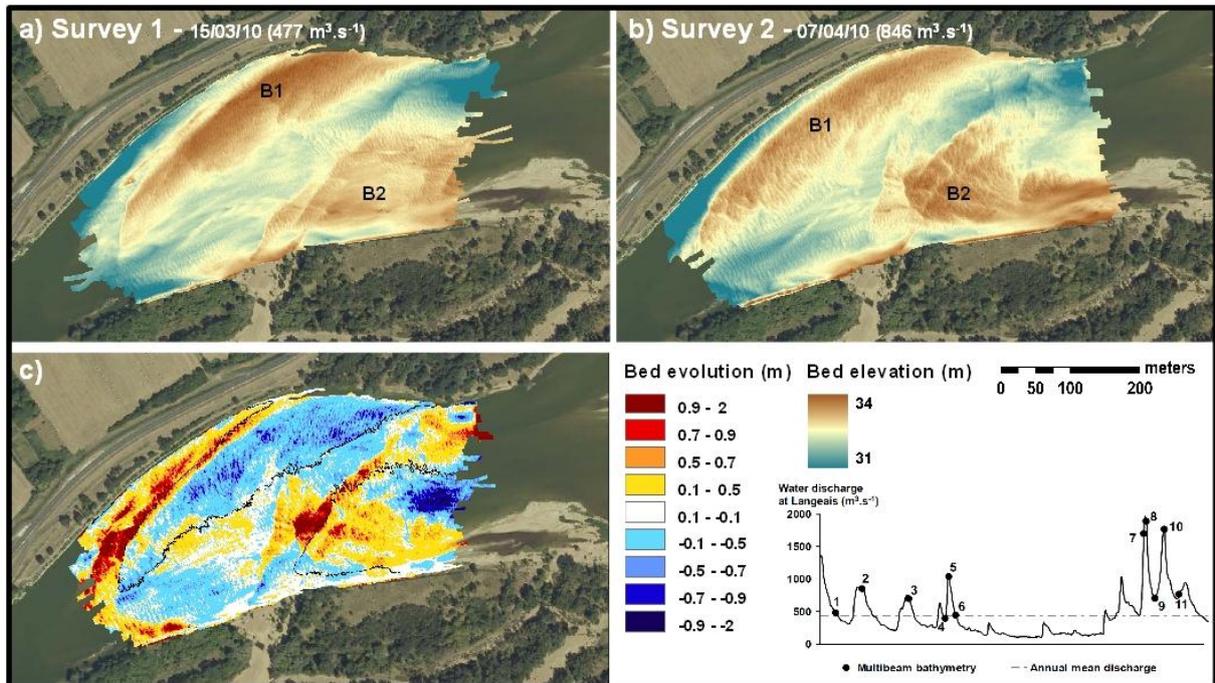


Fig. III. 6. MNT a) du 15 mars, b) du 7 avril et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

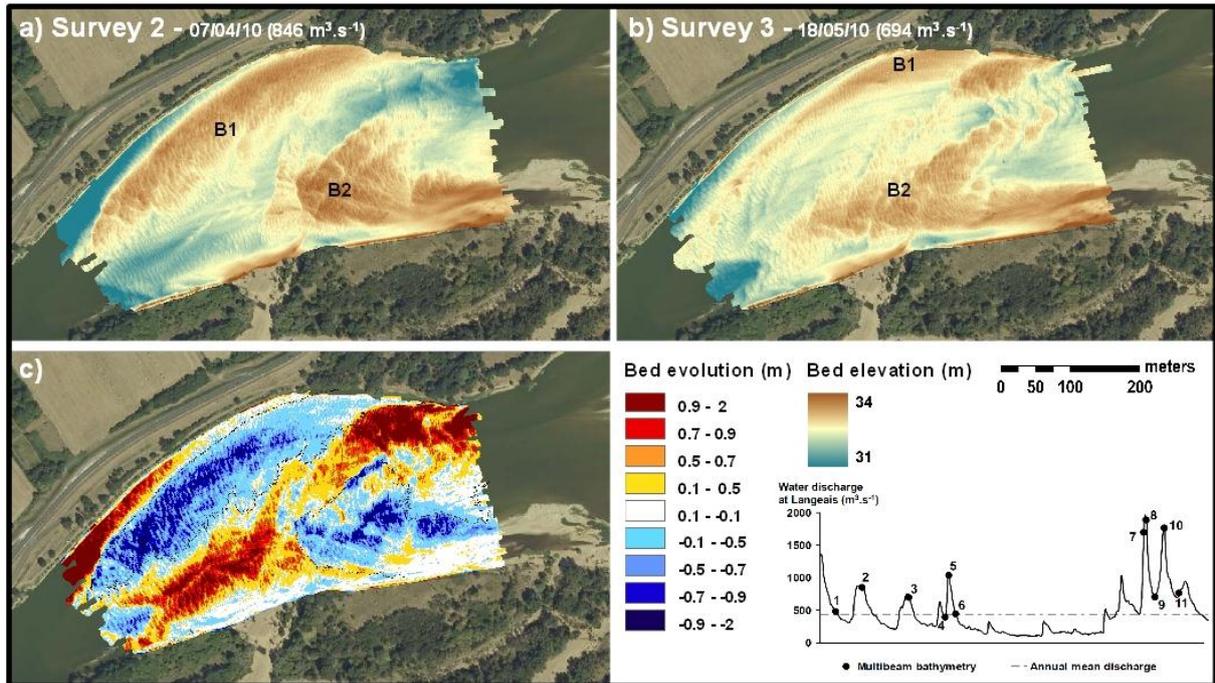


Fig. III. 7. MNT a) du 7 avril, b) du 18 mai et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

Lors du levé 3 (18 mai), la barre B1 a été presque entièrement érodée (Fig. III. 7). Une partie des sédiments a été évacuée vers la mouille forcée en rive droite (FP3). La zone de dépôts située en bordure de la rive gauche illustre la migration de B2 vers l'aval. Celle-ci, qui était assez « circonscrite » durant le levé 2 (7 avril), semble ici s'être « allongée » vers l'aval, puisqu'elle s'étend maintenant sur environ 300 m. Cette migration est confirmée par les dépôts substantiels de matériaux mesurés sur l'ancien emplacement de cette même barre (B2) à l'amont du site en rive gauche (Fig. III. 7c). Une autre zone de dépôts est visible à l'amont en rive droite, matérialisant la présence d'une « grande dune » qui était absente du levé 2 (7 avril) et qui rejoint la partie amont de B1 toujours présente dans la zone « d'abri ».

Le dernier intervalle de temps suivi durant cette période s'étend entre les levés 3 (18 mai) et 4 (19 juin ; Fig. III. 8).

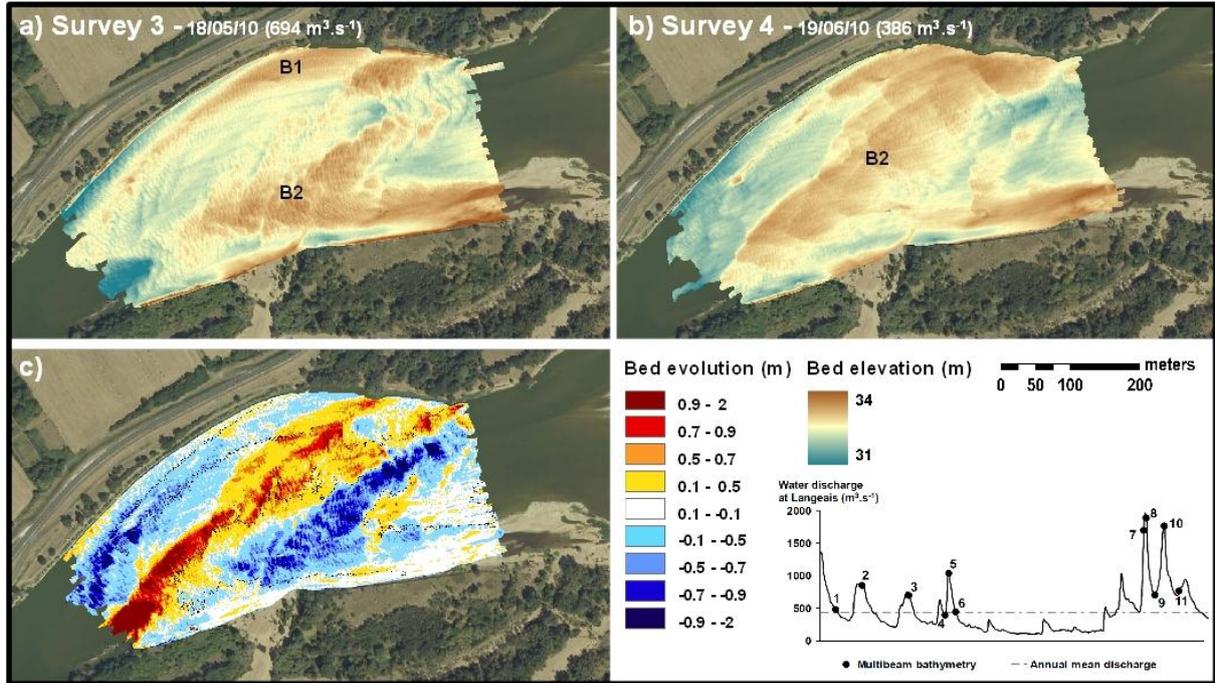


Fig. III. 8. MNT a) du 18 mai, b) du 19 juin et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

La grande dune, la partie amont de B1 et B2 se sont amalgamés formant un seul grand corps sédimentaire qui s'étend sur toute la longueur du tronçon de la rive droite en amont vers la rive gauche en aval (Fig. III. 8). Les zones qui se sont aggradées montrent clairement que cette barre entreprend une migration sur un axe sud-est/nord-ouest. Il n'y a donc plus qu'une seule barre en configuration transversale sur le site. Cette modification morphologique engendre d'importantes contraintes sur les écoulements. Le thalweg qui avait migré vers la rive droite à mesure que B2 progressait en rive gauche, bascule en rive gauche lorsque B2 se positionne transversalement dans le lit.

III.4.2.2. Evolution du stockage sédimentaire entre les crues printanières

Des bilans sédimentaires ont été calculés pour les différents intervalles de temps et rapportés au nombre de jours de chaque période. Ceci permet d'avoir un regard sur la façon dont évolue le stockage sédimentaire du site en fonction des modifications morphologiques décrites et de l'hydrologie.

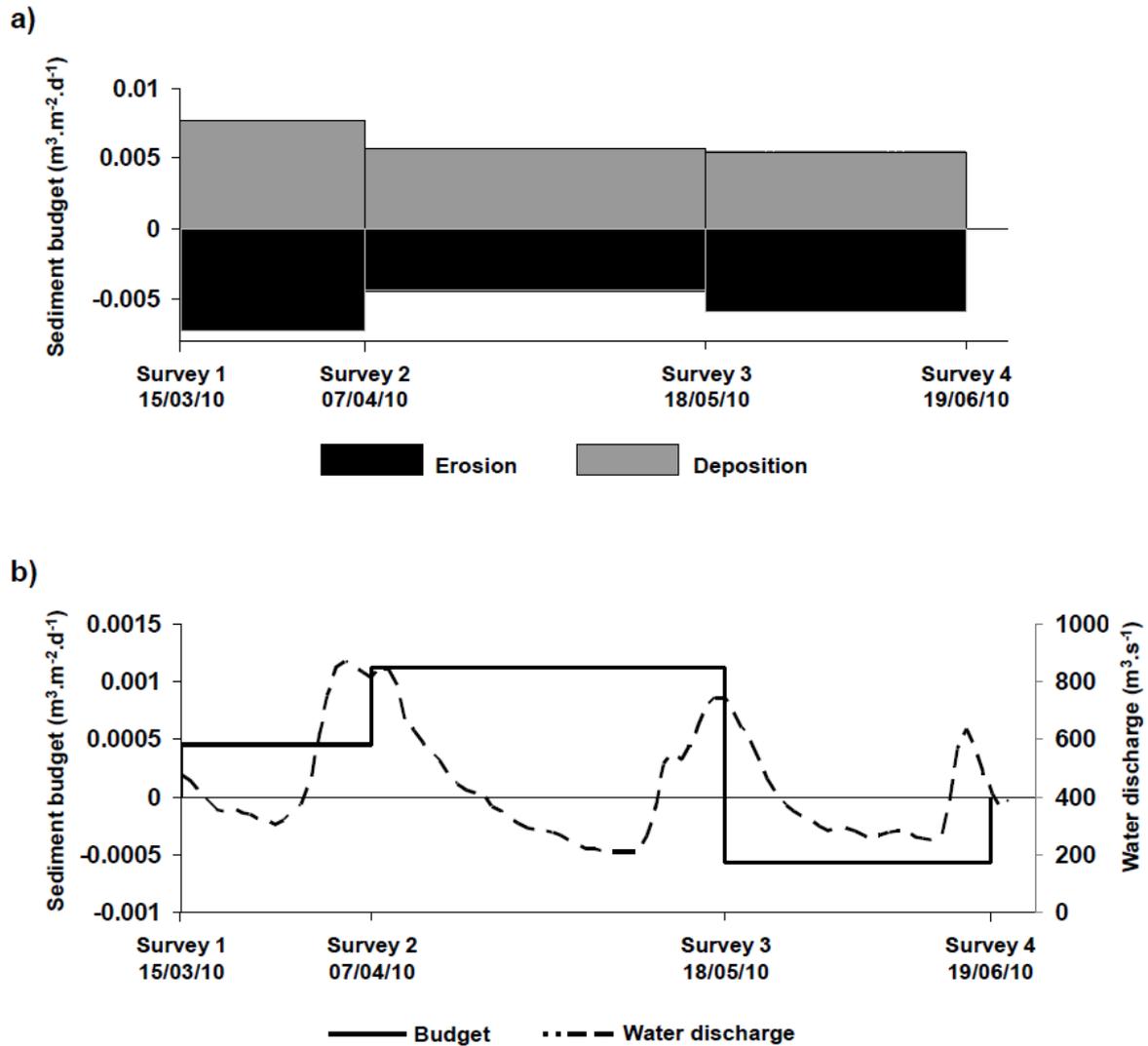


Fig. III. 9. a) Quantification de l'érosion et du dépôt et b) bilan sédimentaire entre les crues printanières.

Les quantités de sédiments érodées et déposées sont globalement très similaires sur une même période (Fig. III. 9a). Ceci illustre le relatif équilibre entre les gains et les pertes résultant de la dynamique du transport solide sur le site. Toutefois, les deux processus ne se compensent pas exactement, ainsi le stockage sédimentaire évolue légèrement et de façon différente lors de chaque intervalle de temps (Fig. III. 9b). Ce stockage s'accroît lors des deux premiers intervalles (dépôts > érosion), puis décroît avant la crue de juin. Pourtant les conditions hydrologiques ne sont pas très différentes entre ces laps de temps. Il semble que les différentes configurations morphologiques décrites plus haut soient à l'origine d'un ajustement du stockage sédimentaire. Ainsi, sur l'ensemble de la période couverte, le compartiment sédimentaire s'est enrichi d'environ 6000 m³ et ce surtout entre le levé 2 (7

avril) et le levé 3 (18 mai), période durant laquelle le gain sédimentaire journalier moyen est de $0,0011 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$. Au regard des incertitudes de mesures, ce taux de sédimentation demeure très faible, voir quasi nul. Les résultats exprimés en $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ doivent être utilisés avec précaution du fait qu'ils n'offrent que des ordres de grandeurs sur les processus sédimentaires observés. Toutefois, l'utilisation de bilans sédimentaires rapportés au m^2 et au jour permettra de comparer par la suite les processus d'érosion et de dépôt entre des zones de surface différentes et/ou des périodes de durées différentes.

Les modifications morphologiques du site s'accompagnent d'une évolution des quantités de sédiments stockées sur le tronçon. La configuration en barres alternes semble propice aux dépôts, alors que la configuration en barre transversale favorise l'érosion. Toutefois, le suivi ne permet pas de savoir si l'évolution morphologique est discontinue, en lien avec l'occurrence des crues, ou si elle est relativement constante dans le temps malgré les variations de débit. Le suivi de la crue de juin permet d'appréhender l'impact d'une crue de moyenne ampleur sur la morphologie.

III.4.3. Evolution morphologique du lit pendant la crue de juin (levés 4 à 6)

La crue de juin a fait l'objet d'un suivi détaillé, puisque 7 levés bathymétriques multifaisceaux ont été réalisés tout au long de l'onde de crue (Fig. III. 3). Ce suivi permet d'appréhender l'évolution morphologique du lit en montée (Fig. III. 10) et en descente de crue (Fig. III. 11) avec une configuration spécifique.

III.4.3.1. Evolution morphologique du lit en montée de crue (levés 4 à 5)

Au cours de la montée de crue, entre les levés 4 (19 juin) et 5 (22 juin), le débit passe de 386 à 1030 m^3 . L'érosion domine très largement dans l'intervalle de temps considéré (entre 0,1 et 0,5 m). Les dépôts sont plus éparses (Fig. III. 10). On observe cependant deux zones plus marquées et disposées de façon parallèle selon une direction nord-est/sud-ouest. La première dans le thalweg à l'amont, résultant de la migration d'une grande dune, et la seconde sur le flanc droit de la barre B2 à l'aval et qui met en évidence sa migration latérale.

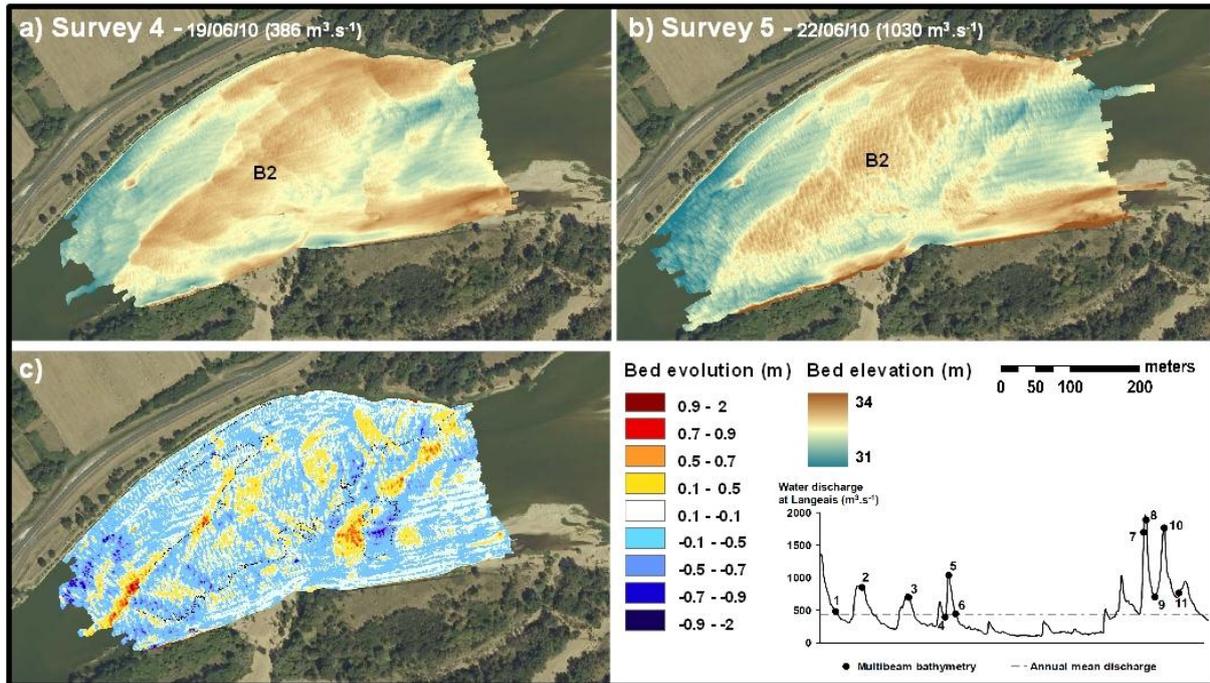


Fig. III. 10. MNT a) du 19 juin, b) du 22 juin et c) évolution altitudinale du lit en montée de crue.

L'intervalle de temps restreint entre les deux levés, permet de visualiser la progression des formes du lit plus petites (dunes), notamment sur la barre B2. En effet, celle-ci est jalonnée de zones de dépôt disposées transversalement. Dans certaines zones, ces petites formes sont très regroupées, formant des fronts de progradation plus importants (environ 50 m de large), dont l'orientation est différente de celle de l'axe de migration de B2.

III.4.3.2. Evolution morphologique du lit en décrue (levés 5 à 6)

La phase de décrue s'étend entre le levé 5 ($1030 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et le levé 6 ($440 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). La Fig. III. 11 présente l'évolution altitudinale du lit pendant cet intervalle de temps. Les dépôts sont globalement dominants pendant cette phase de décrue. Ils sont plus importants sur le flanc droit de la barre B2 et dans le thalweg où migre une grande dune (Fig. III. 11). Parallèlement, le flanc gauche de B2 a subi de l'érosion, illustrant la migration latérale de la barre. La présence des fronts de progradation des dunes, soulignée précédemment, est ici quelque peu masquée par l'abondance des dépôts. Cependant, certains sont encore perceptibles à la fois sur la barre et dans le thalweg.

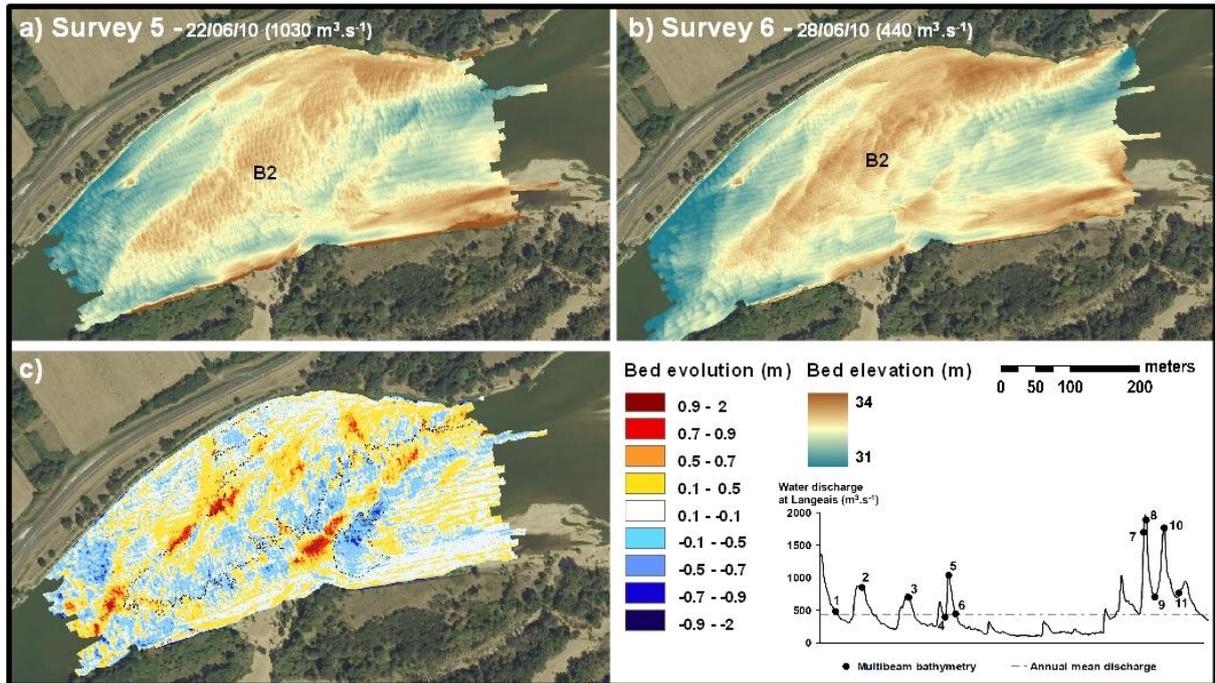


Fig. III. 11. MNT des a) 22 juin, b) 28 juin et c) évolution altitudinale du lit en décrue.

La crue de juin n'entraîne aucuns changements morphologiques majeurs. La barre B2 poursuit sa migration latérale vers la rive droite et on assiste à un comblement partiel du thalweg résultant de la migration d'une grande dune. L'érosion a été dominante en montée de crue et les dépôts en décrue.

III.4.3.3. Evolution du stockage sédimentaire pendant la crue de juin

III.4.3.3.a. A l'échelle de l'ensemble du site d'étude

La Fig. III. 12 présente les volumes moyens érodés et déposés ainsi que les bilans sédimentaires par unité de surface et rapportés à la journée. Les volumes de sédiments érodés et déposés lors de la crue de juin sont très similaires pour un intervalle de temps donné (Fig. III. 12a). Cependant, les bilans montrent une différenciation des processus dominants entre la phase de montée de crue et la décrue.

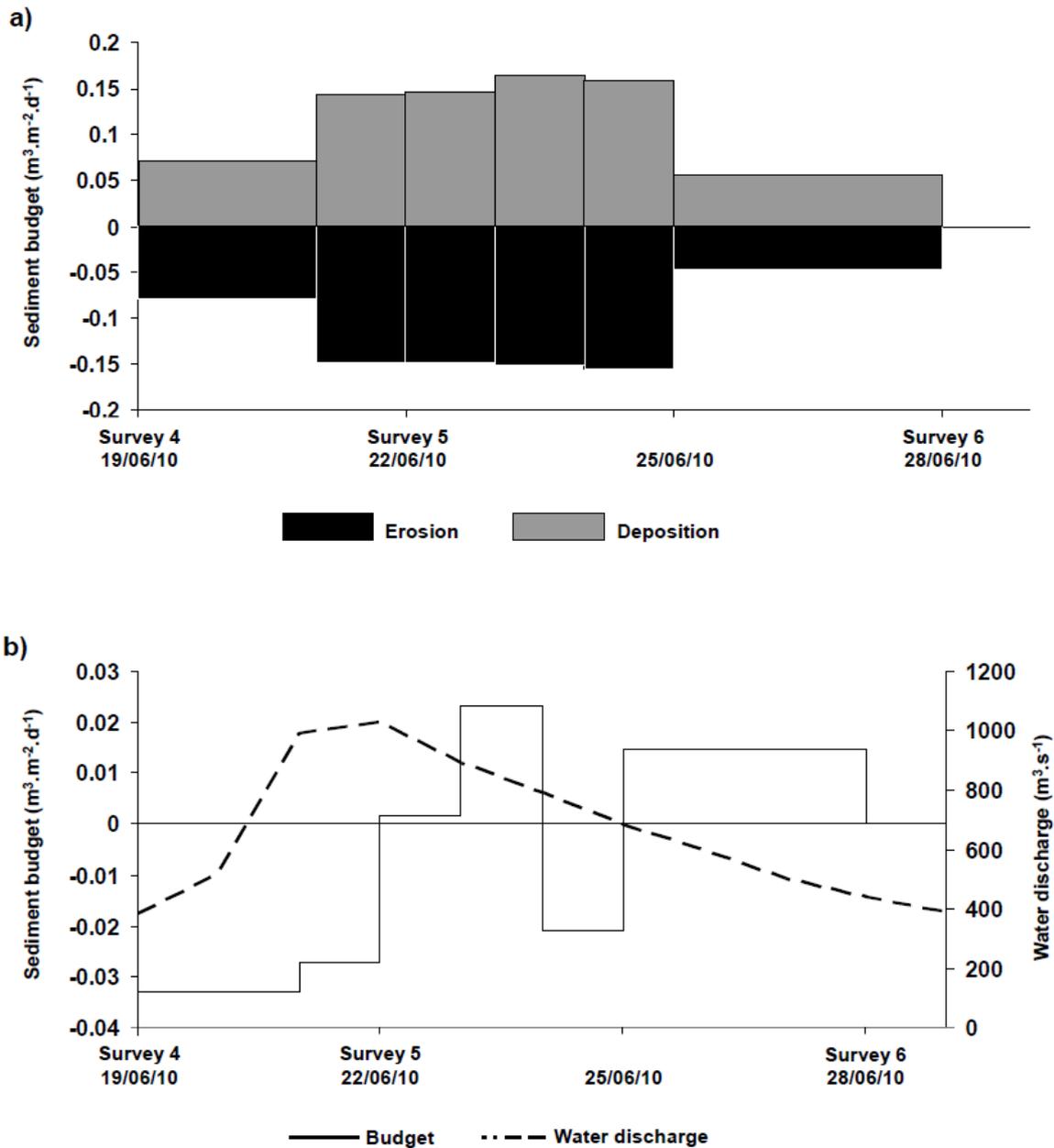


Fig. III. 12. a) Quantification de l'érosion et du dépôt et b) bilan sédimentaire lors de la crue de juin.

Durant la montée des eaux, entre les levés 4 et 5, la balance sédimentaire du site d'étude est déficitaire, puisqu'en trois jours le stock sédimentaire a diminué d'environ 14 000 m³, ce qui équivaut à une moyenne de 0,03 m³.m⁻².j⁻¹ (Fig. III. 12b). On observe ensuite une période transitoire durant laquelle la balance s'équilibre (du 22 au 23 juin), puis une phase d'augmentation du stockage sédimentaire qui coïncide avec la baisse progressive du débit, excepté entre le 24 et 25 juin où l'érosion est majoritaire. Cette approche quantitative confirme les résultats cartographiques. Malgré cette compensation, la balance globale de la

crue de juin est déficitaire sur le site considéré, puisqu'entre les levés 4 (19 juin) et 6 (28 juin), le volume de sédiments a diminué d'environ 6000 m³, ce qui équivaut à 0,004 m³.m⁻².j⁻¹.

Au regard des représentations cartographiques (Fig. III. 10 et 11), les processus érosifs ne sont pas répartis de manière homogène sur l'ensemble du site. Cette hétérogénéité est déterminée par les mouvements des formes du lit qui peuvent localement engendrer des processus qui vont à l'encontre de la tendance générale. Afin de préciser cette répartition, le chenal a été divisé en unités morphologiques (mouilles, barres, etc.) (Fig. III. 4) et des bilans sédimentaires ont été établis pour chacune d'elle.

III.4.3.3.b. A l'échelle des unités morphologiques

La Fig. III. 13 présente les bilans sédimentaires de chaque unité morphologique considérée, à la fois en montée de crue et en décrue.

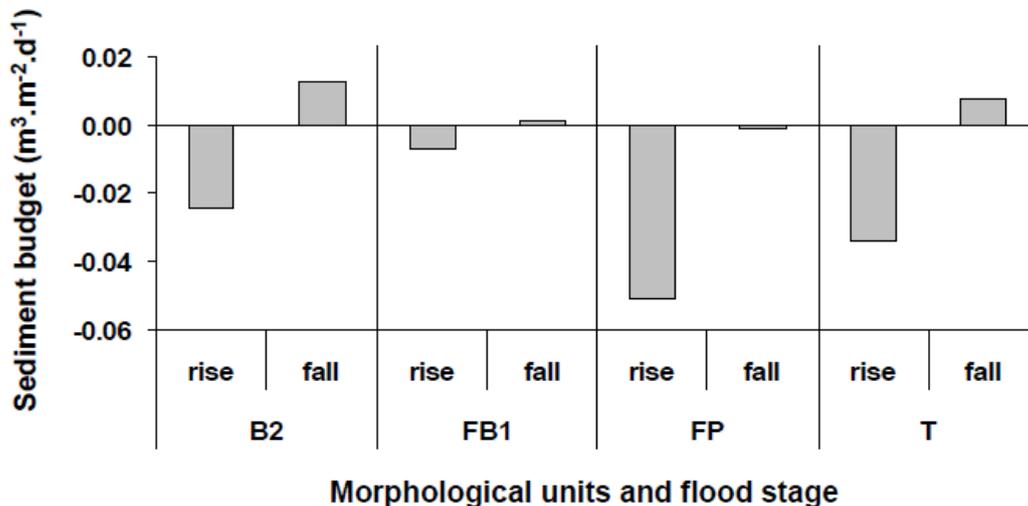


Fig. III. 13. Bilans sédimentaires par unité morphologique en fonction de l'augmentation ou de la diminution des débits au cours de la crue de juin.

B2 : barre migrante ; FB1 : barre forcée à l'amont ; FP : mouilles forcées ; T : thalweg.

La tendance est globalement similaire d'une unité à l'autre, à savoir que l'érosion est dominante en montée de crue et que l'accumulation prévaut en décrue. Cependant, l'ampleur de ces phénomènes n'est pas la même d'une unité à l'autre. En effet, le stock de la barre

forcée (FB1) évolue très peu, que ce soit en crue ou en décrue, alors que la barre B2 est plus réactive à la dynamique hydrologique, tout comme le thalweg (T). Concernant la mouille forcée (FP), son stock évolue essentiellement en montée de crue (érosion). D'ailleurs de manière générale, les pertes de sédiments occasionnées par la montée de crue sur l'ensemble des unités ne sont pas compensées par les dépôts en descente de crue.

Il est toutefois nécessaire relier ces résultats à la configuration morphologique du lit lors de la crue de juin ; on peut supposer que ces résultats auraient été différents pour une autre configuration morphologique. En effet, la distribution spatiale des processus d'érosion et de dépôt semble très influencée par la configuration morphologique. L'impact de cette crue sur la morphologie est significatif, mais cette évolution est moins prononcée que celle observée précédemment durant un intervalle de temps d'environ 1 mois (sans variation hydrologique significative). Il semble donc que les périodes de crue ne sont pas seules responsables de cette évolution, ce qui met en lumière le rôle morphogène des périodes inter-crue sur la rivière sablo-graveleuse considérée ici. L'évolution du lit est donc continue et non cantonnée aux seuls épisodes de crue. Afin de vérifier cette hypothèse, il est nécessaire d'appréhender l'évolution morphologique du site lors d'une période de bas débits.

III.4.4. Evolution morphologique du lit pendant la période de bas débits estival (levés 6 à 7)

La période d'étiage estival s'étend de la crue de juin à la première crue hivernale (novembre 2010) (Fig. III. 3). Un relevé bathymétrique a été réalisé juste avant la première crue hivernale (8 novembre). Toutefois, des problèmes de configuration de la centrale inertielle du sondeur multifaisceaux ne permettent pas d'utiliser les données acquises pour estimer des bilans sédimentaires. Le premier levé bathymétrique exploitable réalisé après l'étiage est celui daté du 10 décembre, c'est-à-dire lors de la deuxième crue hivernale. La période de bas débits considérée ici intègre donc la première crue hivernale.

III.4.4.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt

La configuration des formes du lit à l'issue de la crue de juin (levé 6) est de type barre transversale, une seule macroforme (B2) étant présente dans le chenal (Fig. III. 14). La spatialisation des zones d'érosion/dépôt met en évidence une très nette différenciation transversale des processus sédimentaires sur le tronçon, qui résulte de la migration latérale de B2 vers la rive droite. La zone de dépôts, parfois supérieurs à un mètre d'épaisseur, correspond à la nouvelle localisation de B2. La migration de la barre, résultant de l'action des contraintes hydrauliques, a induit la formation d'un thalweg dans la partie centrale du chenal. Les mouilles forcées FP1 et FP3 ont également été érodées. En amont, en rive gauche, une zone de dépôts modérés illustre la migration vers l'aval d'une nouvelle barre (B3) sur la barre forcée (FB1). Cette barre B3 a progressé à mesure que B2 libérait l'espace en migrant vers la rive droite. On retrouve donc progressivement une configuration en barres alternes, semblable à celle rencontrée au début du suivi en mars 2010 (levé 1). La Fig. III. 15 indique que la barre B2 a déjà atteint la rive droite durant l'étiage, avant la première crue hivernale.

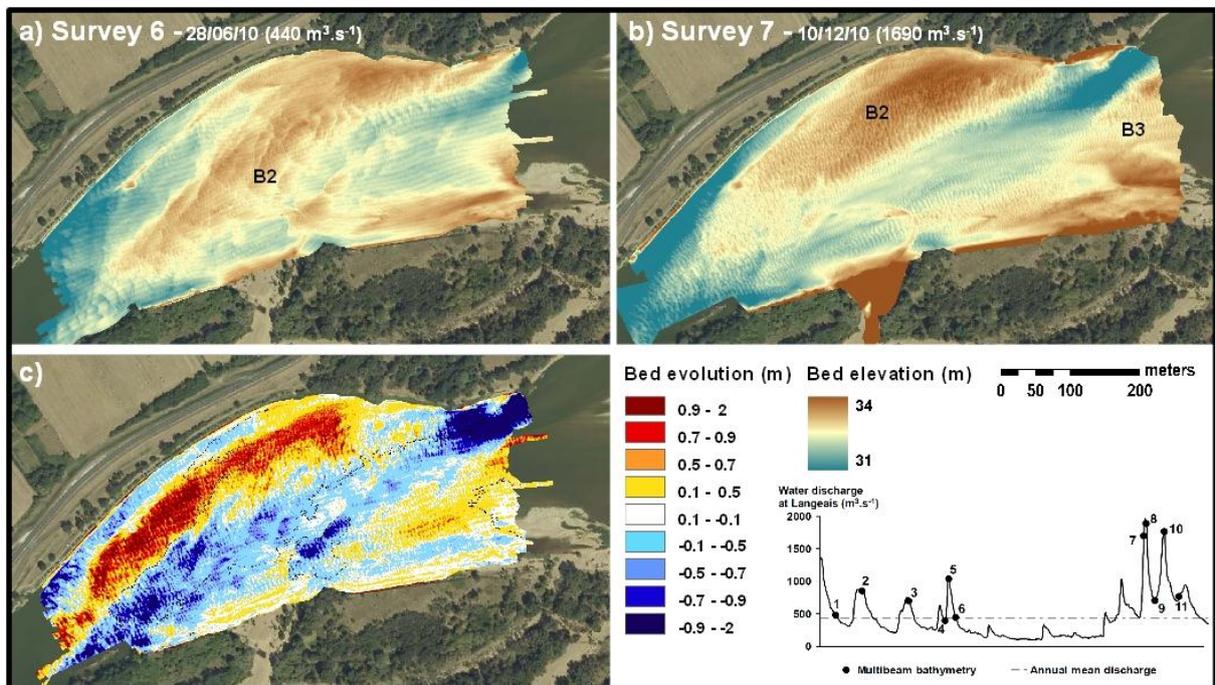


Fig. III. 14. MNT a) du 28 juin, b) du 10 décembre et c) évolution altitudinale du lit lors de l'étiage.

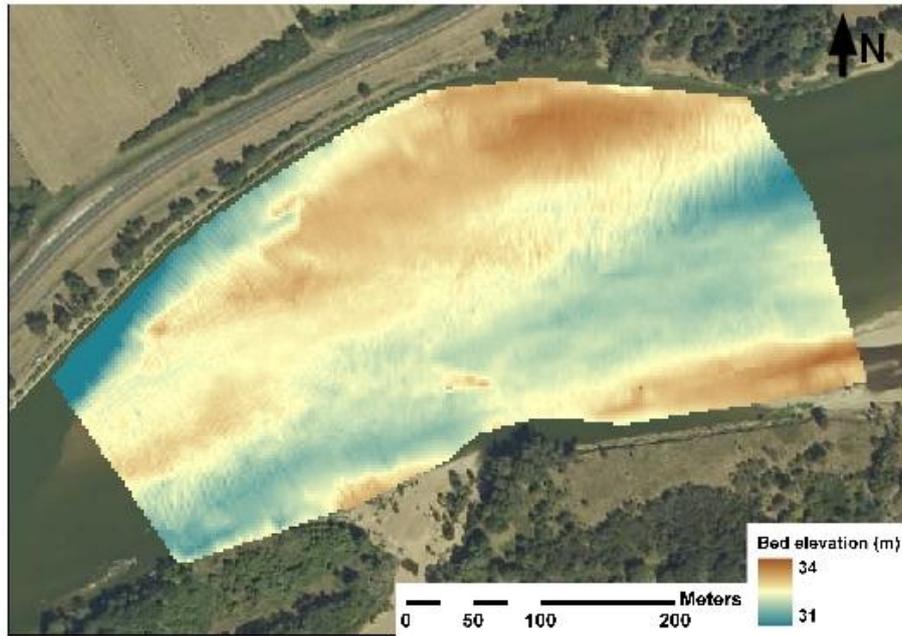


Fig. III. 15. MNT du 8 novembre réalisé avant la première crue hivernale.

III.4.4.2. Evolution du stockage sédimentaire pendant la période de bas débits estival

La balance sédimentaire est déficitaire entre les levés 6 (28 juin) et 7 (10 décembre), puisque le tronçon a perdu environ 5000 m^3 de sédiments (soit environ $0,0002 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$). La période de bas débits considérée est donc une période durant laquelle les processus érosifs sont majoritaires. Cependant, le taux d'érosion journalier moyen mesuré lors de la période de bas débits est inférieur à celui de la crue de juin. Ce volume de sédiments érodés ne se répartit pas de façon homogène sur l'ensemble du site comme le montre la Fig. III. 16 qui représente la surface de sédiments érodés ou déposés par profil d'amont en aval. Seules les zones amont (73 à 76) et aval (95 à 98) présentent une réelle succession de profils qui répondent à une même tendance marquée (érosion). La prédominance de l'érosion dans la zone amont est liée au creusement important de la mouille en rive droite qui compense largement les dépôts imputables à la progression de B3 au droit de ces profils (Fig. III. 14). On peut remarquer que ces deux zones (amont et aval) correspondent à des rétrécissements de section, qui ont une influence sur la dynamique érosive. Entre ces deux extrémités, la tendance n'est pas univoque étant donné la répartition transversale différenciée des processus sédimentaires sur chacun des profils (érosion dans le thalweg en rive gauche et dépôts en rive droite).

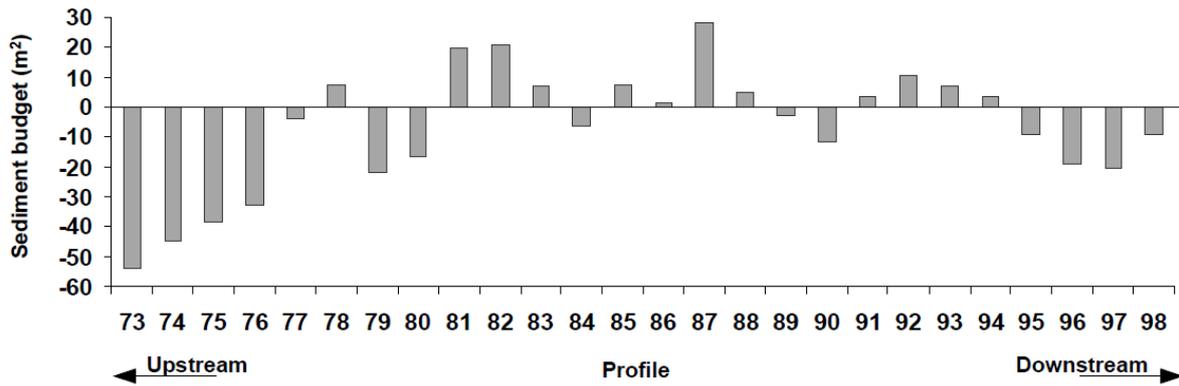


Fig. III. 16. Evolution des surfaces érodées/déposées par profil d'amont en aval entre le 28 juin et le 10 décembre 2010.

Ces résultats montrent combien l'étiage ne constitue pas une période d'immobilité sédimentaire et que les débits, même faibles, sont susceptibles d'engendrer des modifications morphologiques significatives. Ainsi, les principales modifications morphologiques observées durant la période de bas débits considérée (notamment celles qui concernent les barres) ont eu lieu durant l'étiage et non au cours de la première crue hivernale (Fig. III. 15). Toutefois, il est également probable que la crue survenue en novembre ait induite ou accélérée certains processus d'érosion ou de dépôt locaux.

III.4.5. Evolution morphologique du lit pendant les crues hivernales (levés 7 à 11)

La crue de décembre constitue le premier grand évènement hydrologique après un étiage relativement long et prononcé. Les débits atteints durant cette crue biennale et l'occurrence de deux montées de crue successives lui confèrent un intérêt particulier par rapport à la crue de juin. La Fig. III. 17 témoigne des mouvements du lit engendrés par ces deux évènements successifs.

III.4.5.1. Spatialisation des zones d'érosion/dépôt lors des deux crues de décembre (levés 7 à 11)

La morphologie a peu évolué pendant cette période puisqu'on observe toujours deux barres alternes. Toutefois, la barre la plus en amont (B3) a légèrement progressée vers l'aval. En termes de surface, l'érosion semble être dominante durant l'intervalle de temps considéré. Elle est cependant relativement modérée (comprise entre 0,1 et 0,5 m de hauteur), excepté dans la mouille forcée à l'amont du site et dans le prolongement de celle-ci, c'est-à-dire sur le flanc gauche de la barre B2, où son intensité décroît progressivement d'amont en aval.

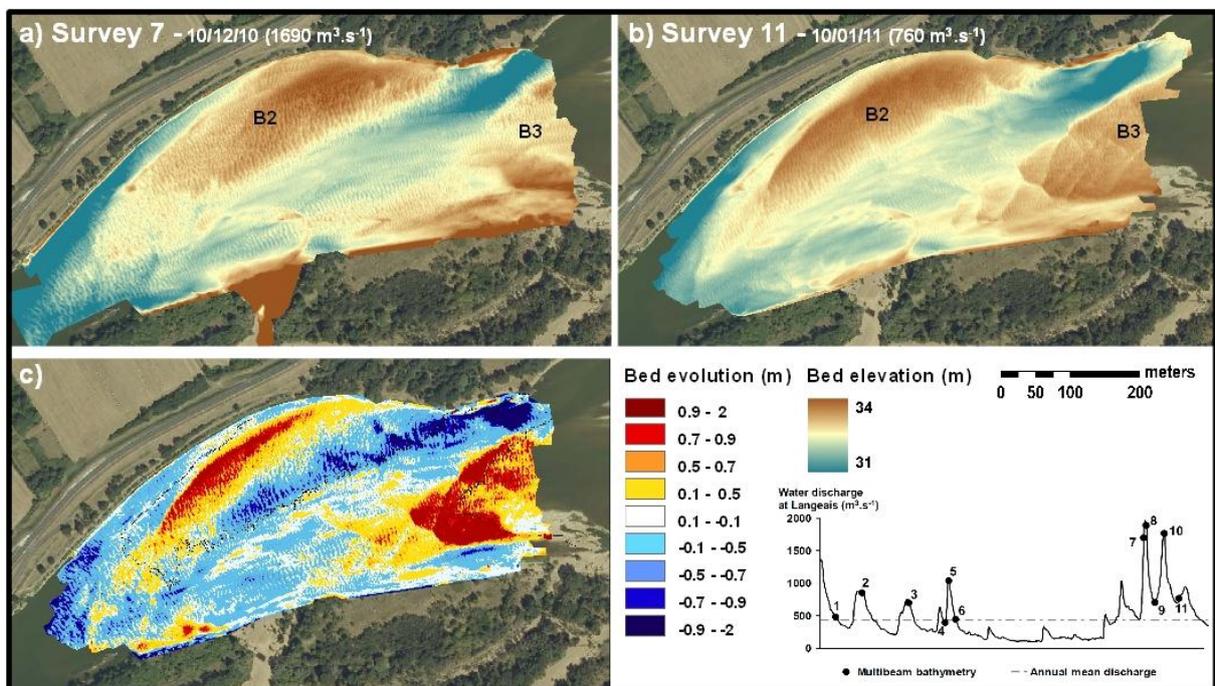


Fig. III. 17. MNT des a) 10 décembre, b) 10 janvier et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

Sur cette « trame » érosive, des zones de dépôts importants (souvent supérieurs à 0,7 m) se détachent. Ainsi, le flanc droit de la barre B2 s'est considérablement aggradé (environ 1 m), tout comme la barre B3 en rive gauche à l'amont du site où l'organisation spatiale des dépôts leur confère l'aspect d'un front de progradation dont la migration est longitudinale. Au regard des deux MNT (Fig. III. 17), B2 a stoppé sa migration et s'est exhaussée, notamment sur son flanc droit (Fig. III. 18). Cette dynamique résulte probablement de son impossibilité à poursuivre sa migration latérale du fait de la présence de courants secondaires dans la zone

d'extrados de méandre et des enrochements R1. La barre B2, dont l'aggradation est confirmée par la Fig. III. 18, constitue donc un lieu de stockage des sédiments lors des crues de décembre. Le chenal est ainsi devenu plus asymétrique durant les deux épisodes suivis.

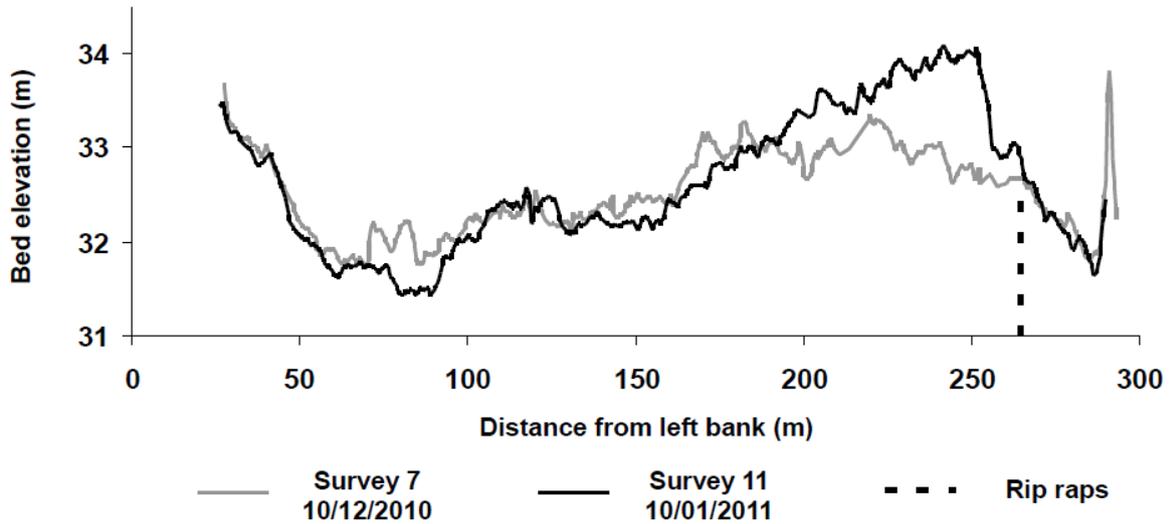


Fig. III. 18. Evolution transversale du lit au droit du profil P90 entre le 10 décembre et le 10 janvier.

III.4.5.2. Evolution morphologique du lit lors de la première montée de crue (levés 7 à 8)

La première montée de crue est comprise entre le 10 ($1690 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et le 12 décembre ($1880 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), à noter que seule la fin de la montée des eaux est couverte par le suivi (Fig. III. 19).

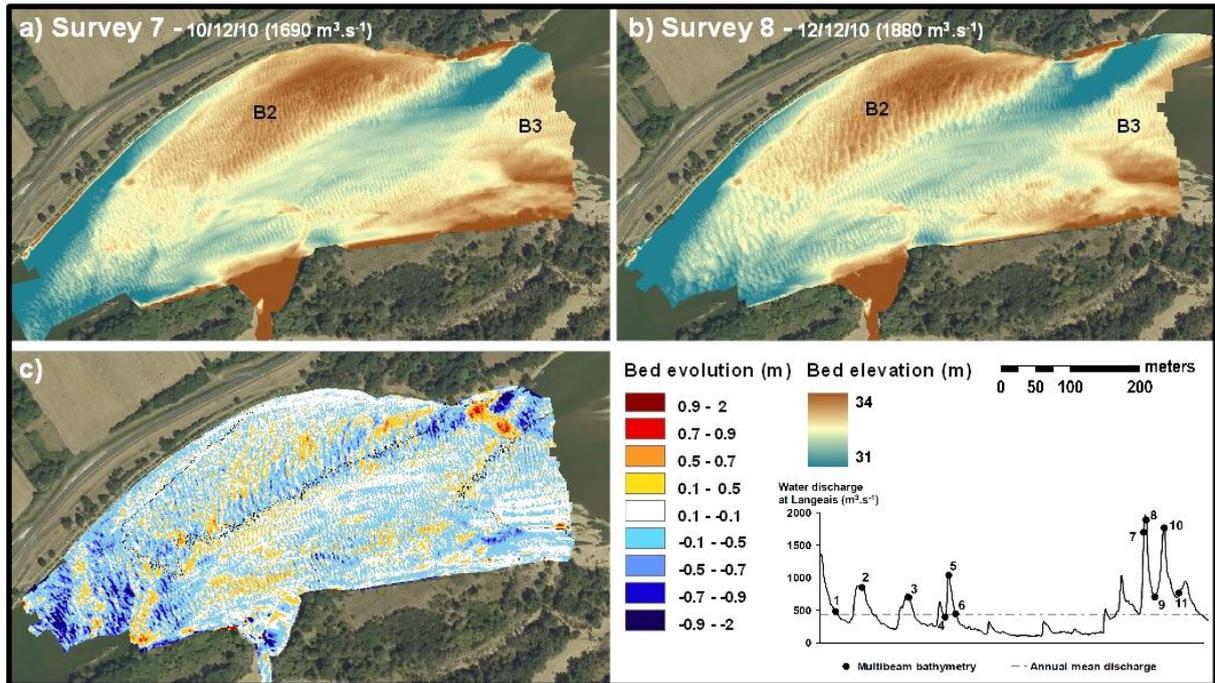


Fig. III. 19. MNT des a) 10 décembre, b) 12 décembre et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

L'érosion est prédominante sur l'ensemble du site lors de cette montée de crue. On observe des dépôts épars dont la localisation matérialise la migration des dunes. De manière générale, la taille des fronts de progradation des dunes présents sur la barre B2, semble supérieure à celle des fronts localisés dans le thalweg. Par ailleurs, il semble que la taille des dunes présentes sur B2 ait augmenté entre les levés 7 et 8 (chapitre V). Cette augmentation peut résulter de l'ajustement de la taille des dunes à l'énergie croissante générée par les écoulements en phase de montée de crue.

III.4.5.3. Evolution morphologique du lit lors de la première décrue (levés 8 à 9)

La première décrue couverte par le suivi lors de cette période s'étend entre les levés 8 (1880 m³.s⁻¹) et 9 (698 m³.s⁻¹), c'est-à-dire entre le 12 et le 20 décembre (Fig. III. 20).

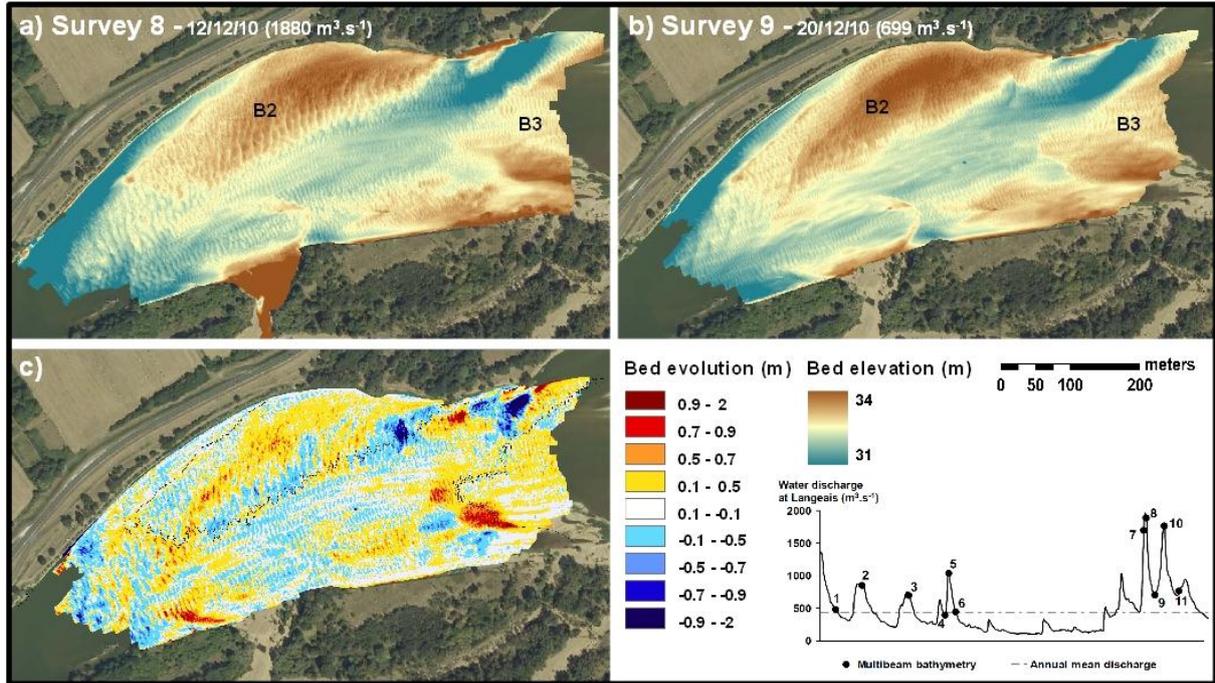


Fig. III. 20. MNT des a) 12 décembre, b) 20 décembre et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

Les dépôts sont majoritaires durant cette première décrue (Fig. III. 20). Les plus importantes formes de dépôts sont situées sur le sommet de la barre B2 et à l'aval de la barre B3 à l'amont du site en rive gauche. Cette dynamique sédimentaire met en évidence l'aggradation de la barre B2 au contact des enrochements et la migration vers l'aval de B3. La mouille forcée à l'amont en rive droite est la zone où les dépôts de matériaux ont été les plus importants. Ailleurs, les formes relatives à l'érosion, souvent disposées transversalement, correspondent aux zones érodées résultant de la migration des dunes vers l'aval. Comme précédemment, les dunes présentes sur la barre B2 semblent être de taille supérieure à celles présentes dans le thalweg. On observe également l'occurrence de dépôts à l'aval du seuil de la bifurcation.

III.4.5.4. Evolution morphologique du lit lors de la deuxième montée de crue (levés 9 à 10, Fig. III. 21)

La deuxième montée de crue a lieu entre le 20 (699 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et le 28 décembre, 1760 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

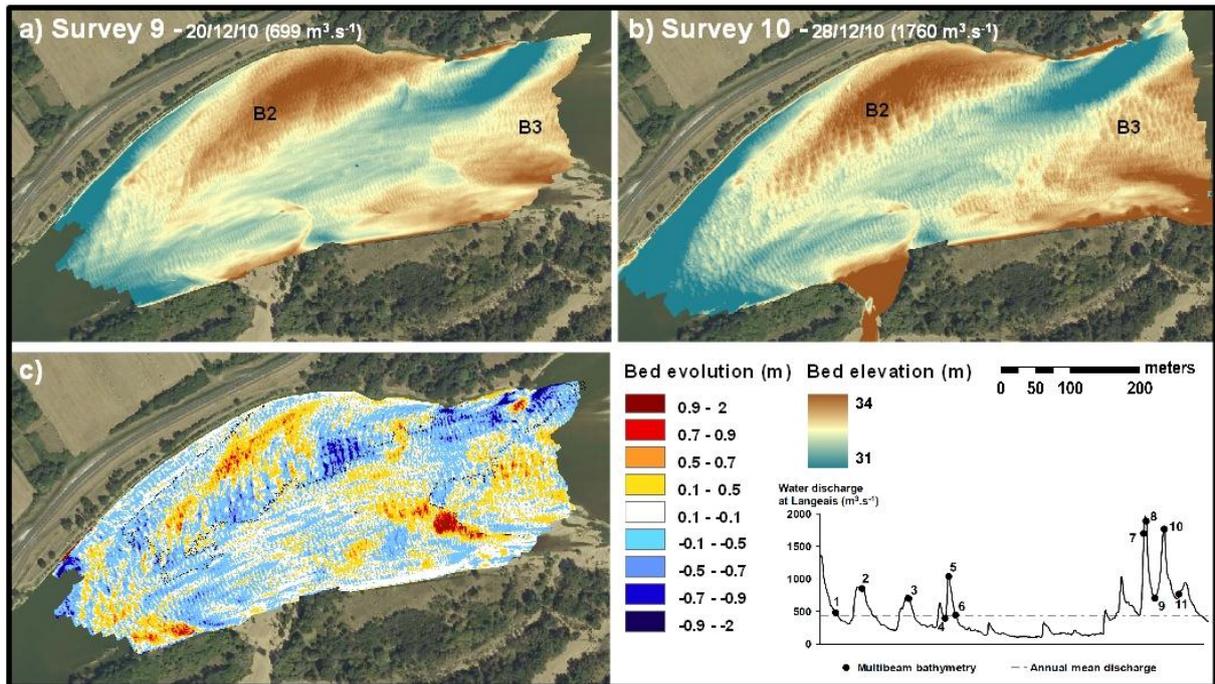


Fig. III. 21. MNT des a) 20 décembre, b) 28 décembre et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

L'évolution altitudinale du lit est très similaire à celle observée lors de la première montée de crue : l'érosion domine et les quelques zones de dépôts illustrent l'aggradation sommitale de B2 et la migration vers l'aval de B3.

III.4.5.5. Evolution morphologique du lit lors de la deuxième décrue (levés 10 à 11, Fig. III. 22)

Cette deuxième décrue s'étend entre les levés 10 et 11, c'est-à-dire entre le 28 décembre et le 10 janvier (de 1760 à 760 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Les dépôts sont localisés dans les mêmes zones que lors de la première décrue mais leur importance est ici accrue (environ 1 m), surtout sur la barre B3 qui s'est considérablement aggradée. Le sommet de B2 également aggradé a

légèrement migré vers la rive droite (Fig. III. 22). La taille des dunes observées sur le flanc gauche de B2 et sur le corps de B3 a diminué en réponse à la baisse de l'énergie des écoulements, entraînant un lissage du lit.

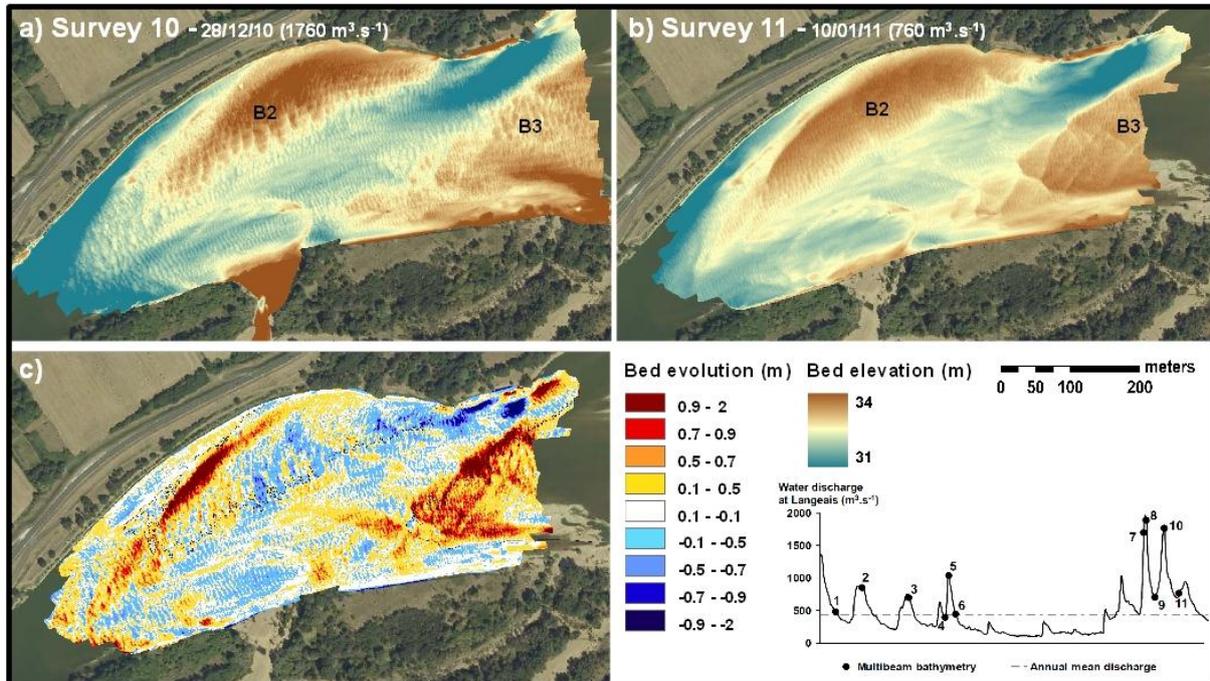


Fig. III. 22. MNT des a) 28 décembre, b) 10 janvier et c) évolution altitudinale du lit entre ces deux dates.

III.4.5.6. Evolution du stock sédimentaire lors de la crue de décembre

III.4.5.6.a. A l'échelle du site d'étude

La Fig. III. 23 présente l'évolution du stockage sédimentaire en fonction du débit sur l'ensemble du site d'étude entre les différents levés bathymétriques réalisés lors des crues de décembre. Les bilans sédimentaires confirment les observations précédentes selon lesquelles l'érosion prédomine en montée de crue et les dépôts en décrue lors des évènements de décembre. En effet, cette alternance est clairement visible sur la Fig. III. 23, qui indique également que les volumes de sédiments concernés ne sont pas similaires d'un intervalle de temps à l'autre. Par exemple, le volume érodé entre le 11 et le 12 décembre, c'est-à-dire lors du premier pic de crue, est très nettement supérieur aux volumes de sédiments évacués durant les autres journées concernées par cette dynamique hydrologique. Ainsi, entre le 10 (levé 7) et

le 20 décembre (levé 9), en moyenne $0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ de sédiments ont été érodés, alors que sur la totalité des deux crues (du 10 décembre au 10 janvier) le stock de sédiments a diminué en moyenne de $0,0006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ (ce qui équivaut à une érosion nette de 3000 m^3). Ceci souligne l'alternance des processus érosion/dépôts et l'inversion de la tendance entre la première et la deuxième crue. En effet, lors de la première crue l'érosion est largement dominante pendant la montée de crue ($0,06 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), érosion qui n'est pas comblée par les faibles dépôts lors de la décrue ($0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$). Lors de la deuxième onde de crue, l'érosion est limitée en montée de crue ($0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), et elle est compensée par les dépôts en décrue ($0,009 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$).

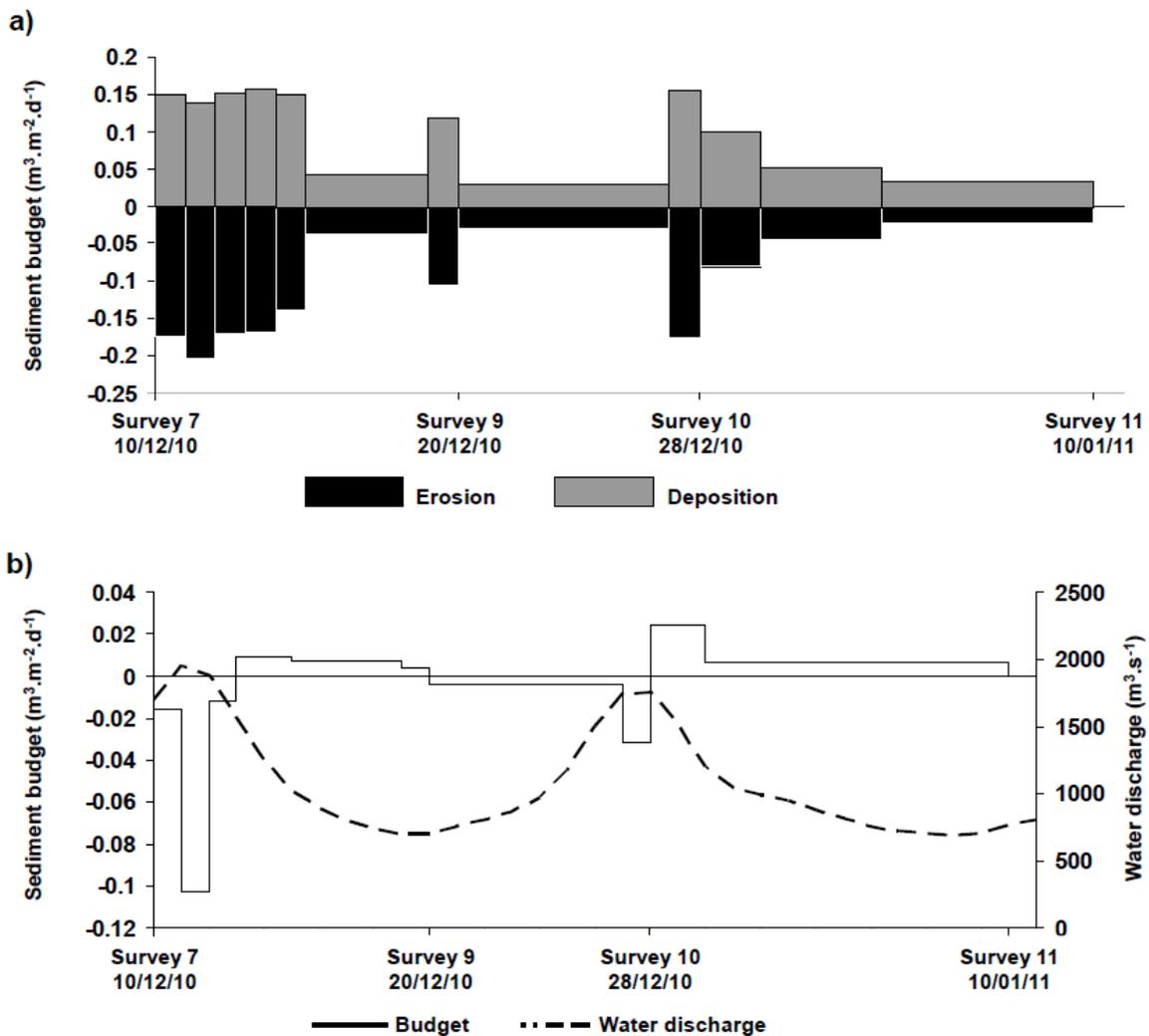


Fig. III. 23. a) Quantification de l'érosion et du dépôt et b) bilan sédimentaire lors des crues de décembre.

III.4.5.6.b. A l'échelle des unités morphologiques

Comme pour la crue de juin, l'évolution du stock de sédiments a été évaluée pour chacune des unités morphologiques précitées, excepté qu'ici la configuration morphologique étant différente, les contours de ces unités diffèrent. Ceux-ci sont précisés sur la Fig. III. 4.

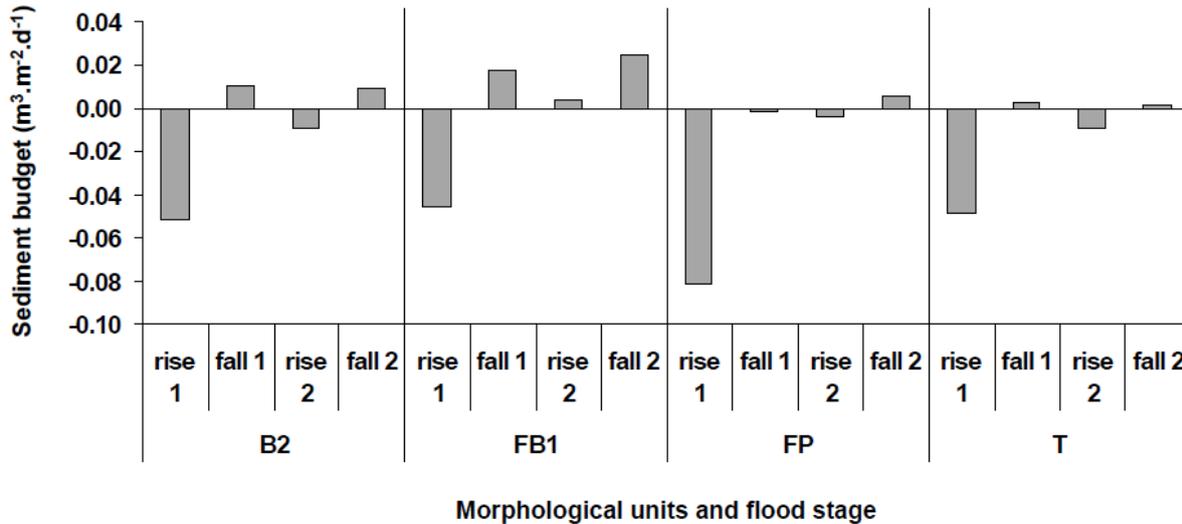


Fig. III. 24. Bilans sédimentaires par unité morphologique en fonction de l'augmentation ou de la diminution des débits au cours des crues de décembre.
B2 : barre migrante ; FB1 : barre forcée à l'amont ; FP : mouilles forcées ; T : thalweg.

La première tendance observée est la relative importance du déficit de sédiments induit par la première montée de crue, et ce pour toutes les unités considérées (Fig. III. 24). Ces pertes de sédiments ne sont pas compensées par les dépôts engendrés par les deux décrues successives, hormis pour la barre forcée en rive gauche sur laquelle progresse B3. Ces résultats mettent en évidence l'importance de la première montée de crue sur l'évolution du stockage sédimentaire en général. En outre, l'alternance entre les phases de crue et de décrue est perceptible même si cette alternance a tendance à s'estomper au fil de l'évènement. Il n'y a pas de grandes différences de bilan entre les unités. Cependant, en décrue, le stock sédimentaire des deux barres s'accroît de manière plus prononcée que celui du thalweg et de la mouille forcée. Ainsi, comme les mouilles et le thalweg, les macroformes du lit sont soumises à l'érosion en montée de crue. En décrue, les barres parviennent à capter un volume de sédiments qui compense les pertes occasionnées en crue. Cela n'est pas le cas des mouilles et du thalweg. Ainsi, aux termes des deux crues, les bilans sédimentaires des barres sont

bénéficiaires ($0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour B2) alors que ceux des mouilles et du thalweg sont déficitaires ($-0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour le thalweg).

Malgré les différences relevées entre les deux crues suivies, la réponse morphologique du site d'étude aux variations de débit est assez similaire d'une crue à l'autre (érosion avant le pic et dépôts après). Concernant l'évolution morphologique, les deux crues successives n'ont pas entraîné de changements majeurs, puisque la configuration est toujours la même à l'issue des événements (barres alternes). De plus, comme on l'a montré précédemment, les crues ne semblent pas être les seuls moteurs de cette évolution puisque celle-ci s'est poursuivie de manière significative pendant la période d'étiage. Afin de quantifier cette dynamique évolutive, les vitesses moyennes de migration des barres ont été évaluées pour chaque intervalle de temps.

III.4.6. Evaluation des vitesses de migration des barres

Le Tab. III. 4 présente ces vitesses de migration latérale (profil P2) et longitudinale (profil P1 et P3) pour chacune des barres répertoriées. Les tirets signifient que la barre n'était pas présente dans le tronçon durant l'intervalle de temps considéré.

Tab. III. 4. Vitesses de migration latérales et longitudinales des barres par intervalle de temps (voir Fig. III. 4 pour la localisation des profils P1, P2 et P3).

Surveys	Speed migration ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$)					
	B1		B2		B3	
	P2	P1	P2	P3	P2	P3
1 - 2 (15/03-07/04)	1	1	0	0	-	-
2 - 3 (07/04-18/05)	0	0	4	0	-	-
3 - 4 (18/05-19/06)	-	-	0.8	2	-	-
4 - 5 (19/06-22/06)	-	-	2	3	-	-
5 - 6 (22/06-28/06)	-	-	1.7	0	-	-
6 - 7 (28/06-10/12)	-	-	0.4	0	-	-
7 - 8 (10/12-12/12)	-	-	0	0	0	0
8 - 9 (12/12-20/12)	-	-	0	0	0	0
9 - 10 (20/12-28/12)	-	-	0	0	0	4.75
10 - 11 (28/12-10/01)	-	-	0	0	0	0

La barre B1 étant déjà quasiment adossée aux enrochements en rive droite dès le début du suivi, ces possibilités de migration ont été limitées. De plus, sa migration vers l'aval est limitée par le rétrécissement de section. Elle a donc ensuite été totalement érodée. B2 est quant à elle présente sur le tronçon tout au long du suivi. Mais sa phase de migration la plus active correspond clairement à la période s'écoulant entre avril et juin, période au cours de laquelle sa migration est à la fois latérale et longitudinale. Sa migration se poursuit pendant l'étiage mais uniquement latéralement et avec une vitesse moyenne plus restreinte ($0,4 \text{ m.j}^{-1}$) (Tab. III. 4). En décembre, sa migration latérale est stoppée par les enrochements alors que B3 migre de façon saccadée en rive gauche, avec une progression prononcée pendant la deuxième montée de crue de décembre.

Ces résultats vont maintenant être confrontés et discutés afin de tenter de faire la lumière sur le fonctionnement sédimentaire du site d'étude, et notamment sur les liens existant entre l'hydrologie et la morphologie. C'est pourquoi dans un premier temps il semble indispensable de décrire précisément la manière dont évolue la morphologie du tronçon et de discuter de la nature des facteurs qui la contrôlent.

III.5. Discussion

III.5.1. Evolution morphologique du tronçon pendant la période de suivi

Les résultats issus du suivi bathymétrique permettent de décrire l'évolution morphologique d'un tronçon situé dans une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) de section au cours d'une période comprenant des crues d'intensité variée et un étiage. Il est reconnu dans la littérature que les élargissements de section favorisent la formation de corps sédimentaires de types barres (Nelson, 1990 ; Bittner, 1994 ; Repetto *et al.*, 2002 ; Wu et Yeh, 2005). Nos résultats le confirment, puisque quelle que soit la période sondée, le tronçon est toujours occupé par au moins une barre sédimentaire dont la localisation évolue dans le temps (Fig. III. 25). A l'inverse, au sein des rétrécissements de section, et plus particulièrement dans le rétrécissement aval, la constriction des écoulements et la diminution de l'*aspect ratio* (Fig. III. 1 et 2) entravent la migration des macroformes et n'autorisent le transport de la charge de fond que sous forme de dunes (chapitre VI). Cette transition est perceptible à l'aval du site, puisqu'à aucun moment du suivi les barres n'ont migré au-delà du profil 99 (Fig. III. 5).

L'évolution de la configuration en barres alternes observée au début du suivi (Fig. III. 25, Stage 1) est ainsi contrainte par la migration des corps sédimentaires provenant de l'amont. La progression des barres occasionne une augmentation des contraintes associées aux écoulements et donc l'érosion de la barre en aval dont la migration est stoppée par le rétrécissement. La conservation d'une géométrie de barre permettant de limiter les contraintes à l'écoulement est ici le moteur de l'évolution morphologique. Ce phénomène est observé pendant la période printanière lorsque les barres sont en configuration alterne et que la barre amont (B2) migre vers l'aval (Fig. III. 25, Stage 1). Le thalweg qui serpente entre les deux macroformes (B1 et B2) migre alors latéralement (c'est-à-dire ici vers la rive droite) à mesure que la barre aval (B1) s'érode. Les résultats bathymétriques mettent en évidence l'influence des particularités locales sur la migration longitudinale de la barre amont (B2), qui apparaît saccadée (entravée par les enrochements situés au sein du chenal). La barre (B2) tend alors à s'aggrader, ce qui accroît progressivement les contraintes qu'elle exerce sur les écoulements. Lorsque ces contraintes deviennent trop fortes et que la hauteur de la barre devient suffisamment importante (effet seuil), une couche active parvient à franchir l'obstacle. C'est ce que l'on peut observer sur le différentiel des MNT du 7 avril et du 18 mai (Fig. III. 7), le front de progradation de B2 ayant quasiment parcouru 200 m entre ces deux dates (Fig. III. 25, Stage 2). Une fois la migration vers l'aval de la barre amont (B2) réactivée, elle est de nouveau entravée par le rétrécissement de section à l'aval du site (chapitre VI). Dans le même temps, la barre qui était à l'aval (B1) a été totalement érodée. Il reste cependant une barre dans la zone « d'abri hydraulique » au niveau de l'élargissement. Ce « reliquat » sert de support de migration à une autre forme du lit, de type grande dune. Cette forme du lit migre rapidement le long de la rive droite à l'amont du site, au sein de l'axe de charriage principal et rejoint la partie amont de la barre migrante (B2) dans la partie centrale du chenal (Fig. III. 25, Stage 3 ; chapitre V). La configuration morphologique évolue ainsi progressivement vers une configuration singulière et plus dynamique composée d'une barre unique (B2) positionnée transversalement (Fig. III. 25, Stage 3). Dès lors le thalweg bascule de la rive droite à la rive gauche et sous l'influence des flux, la barre amorçe sa migration latérale selon un axe sud-est/nord-ouest (Fig. III. 25, Stage 4 ; chapitre V et VI). Cette migration se poursuit durant l'étiage et le thalweg nouvellement formé en rive gauche capte un débit croissant du fait de son élargissement progressif. En fin d'étiage, la barre (B2) a basculé en rive droite et un nouveau front (B3) prograde en amont du site en rive gauche sur FB1 (Fig. III. 25, Stage 5). La configuration morphologique du site retrouve une typologie en barres alternes.

Au terme des deux crues biennales successives de décembre, la morphologie a peu évoluée, si ce n'est que face à l'impossibilité de migrer vers l'aval (rétrécissement) et latéralement (courants secondaires et enrochements), B2 s'est exhaussée et sa largeur s'est réduite, et que B3 a migré vers l'aval en longeant la rive gauche (Fig. III. 25, Stage 5). Ainsi, en un peu moins d'une année (environ 10 mois), et dans des conditions hydrologiques relativement modérées, la morphologie du tronçon a quasiment retrouvé l'état observé au début du printemps. Les conditions hydrologiques rencontrées sont suffisantes pour entraîner l'évolution de la morphologie du tronçon et son retour à sa configuration initiale.

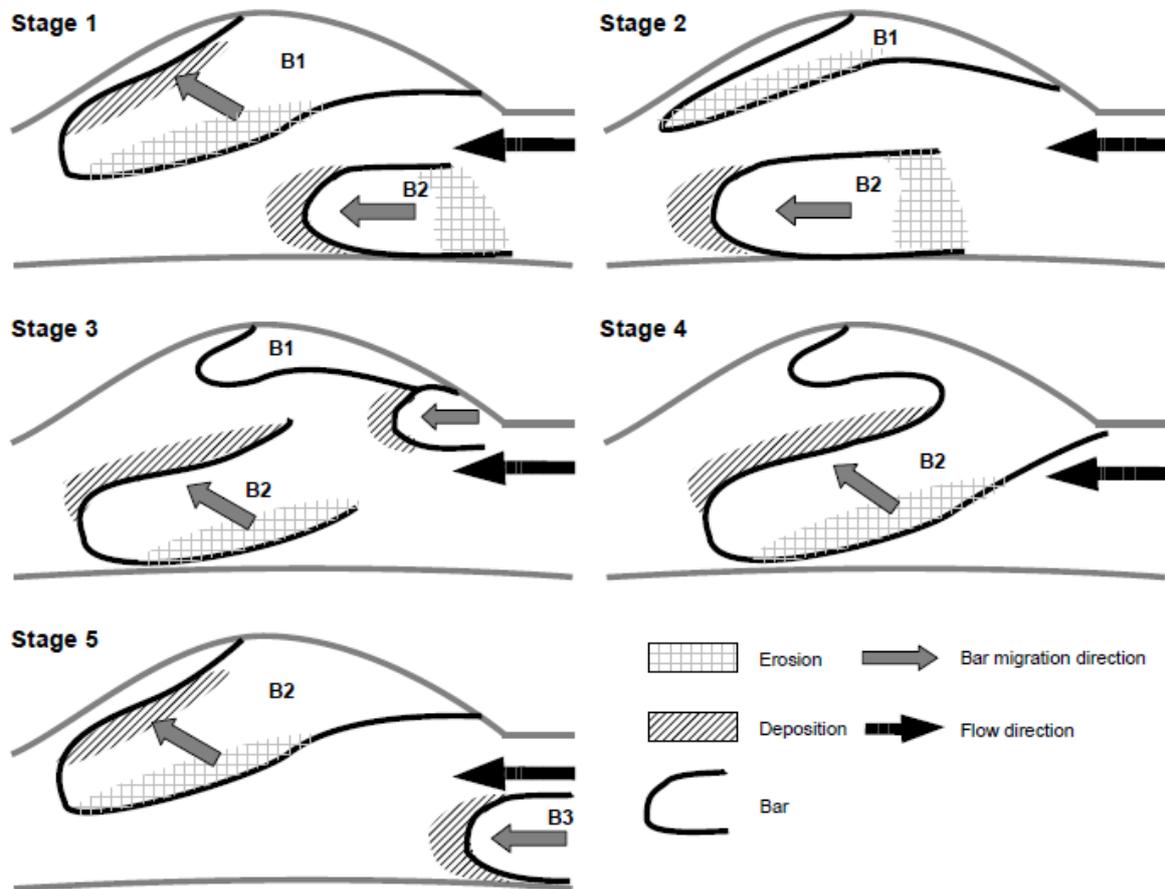


Fig. III. 25. Schéma de l'évolution morphologique du tronçon pendant la période de suivi.

III.5.2. « Stabilité » des configurations morphologiques des barres

L'évolution morphologique du site est permanente que ce soit au cours des crues ou des périodes de bas débits. Toutefois, la vitesse d'évolution des barres n'est pas constante. En effet, les vitesses de migration des barres (B1, B2 et B3) diffèrent de manière significative d'une période à l'autre (Tab. III. 4). Les barres migrent plus vite lors du printemps (mars à juin). Durant cette période, la barre B2 se déplace à la fois transversalement et longitudinalement, respectivement selon des vitesses moyennes de $1,5 \text{ m.j}^{-1}$ et 3 m.j^{-1} . Lors de l'étiage, même si la vitesse à laquelle migre B2 est plus réduite (vitesse moyenne de migration transversale de $0,4 \text{ m.j}^{-1}$), l'évolution morphologique demeure conséquente malgré le débit faible et constant. Ceci concorde avec les conclusions des travaux de Marti et Bezzola (2006) menés en laboratoire sur des rivières à graviers et ceux de Kiss et Sypos (2007) réalisés sur une rivière à sables comparable à la Loire (Maros, Hongrie).

A contrario, à l'issue des deux importantes crues successives de décembre, la morphologie du système a très peu évoluée. La barre B2 a stoppé sa migration, arrêt que l'on peut en partie attribuer à la présence des enrochements, à des courants secondaires et au rétrécissement de section à l'aval. Ce rétrécissement crée en effet une zone de transition entre un régime de barres et de dunes (en amont) et un régime de dunes (en aval) (chapitre VI). Cet impact modéré des fortes crues sur la morphologie a déjà été observé par Moss et Kochel (1978) sur une rivière à faible pente après une crue centennale. Outre l'influence des points durs et de la largeur de section sur l'évolution morphologique, ces résultats mettent en évidence le rétro contrôle de la configuration des barres sur leur propre évolution. En effet, le paramètre qui discrimine ces deux périodes (étiage, crues hivernales) est la configuration des barres, cette dernière étant de type alterne lors des événements de décembre et de type transversal au début de l'étiage. Ainsi, il semble que la vitesse à laquelle évolue la morphologie lors d'une période donnée, soit en partie déterminée par la configuration morphologique initiale du site. On peut donc supposer que l'influence de l'étiage sur l'évolution morphologique résulte en partie de l'instabilité de la configuration transversale de la barre. Le positionnement singulier de cette barre exerce d'importantes contraintes sur les écoulements, dont l'action progressive induit un retour à une configuration plus « stable » et hydrauliquement moins rugueuse. En effet, l'organisation du chenal en barres alternes « facilite » l'évacuation du flux liquide et réduit la résistance à l'écoulement. Malgré les fortes

augmentations successives du débit en décembre, aucun ajustement morphologique important n'est observé. C'est pourquoi cette configuration évolue plus lentement que la configuration transversale. Le maintien de ce dynamisme évolutif modéré en configuration de barres alternes, est uniquement lié à l'apport de sédiments depuis l'amont sous forme de barre (B3). La migration de cette barre, en amont du site en rive gauche, contraint les écoulements vers la barre plus en aval. Ce qui se traduit par l'érosion progressive de B2 à mesure que B3 migre. La « stabilité relative » inhérente à la configuration de barres alternes ralentit donc la dynamique évolutive du tronçon malgré les conditions hydrologiques.

L'influence de l'hydrologie sur la morphodynamique apparaît ainsi dépendre de la configuration morphologique du système. La vitesse de l'évolution morphologique résulte en effet de la concomitance entre débit liquide et configuration morphologique. Ainsi, si cette dernière au début d'un événement permet l'évacuation du débit liquide, sans opposer une forte résistance aux écoulements, l'évolution sera limitée. A l'inverse, si la configuration morphologique occasionne d'importantes contraintes sur les écoulements, l'évolution morphologique sera significative (Baker et Costa, 1987 ; Magilligan *et al.*, 1998), et ce, même à bas débits d'après nos observations. Certaines dispositions morphologiques offrent donc une stabilité dans le temps plus importante, puisqu'elles facilitent le maintien de l'équilibre dynamique entre le débit liquide, le débit solide et la morphologie malgré les fluctuations de débit. Cependant, la morphodynamique du système ne peut pas être dissociée des facteurs hydrologiques qui constituent la condition *sine qua non* à tout mouvement du lit. Le suivi réalisé nous offre la possibilité de comparer les réponses du lit aux différentes périodes hydrologiques considérées.

III.5.3. Influence des crues et des bas débits sur les processus sédimentaires et la morphodynamique du lit

Le suivi couvre trois périodes très distinctes en termes de dynamique hydrologique : (1) le printemps 2010, lors duquel on a dénombré trois crues modérées espacées chacune d'environ 1 mois ; (2) l'étiage s'étendant sur environ 5 mois ; et (3) l'hiver avec l'occurrence de deux crues biennales successives (pics de crue espacés de 16 jours). La dynamique hydrologique de ces trois périodes a été caractérisée à l'aide du BFI (*BaseFlow Index*) et des

quantiles 10, 50 et 90 des débits. La période printanière, caractérisée par un BFI moyen (0.68) qui souligne la relative variabilité des débits induite par les trois crues survenues pendant ces trois mois, a engendré d'importantes modifications morphologiques. Ce rôle morphogène des crues d'intensité modérée (Q_{10} et Q_{90} proches des valeurs moyennes) a déjà été mis en évidence sur des rivières à graviers (Mosley et Jowett, 1999 ; Ham et Church, 2000 ; Fuller *et al.*, 2003). Ces modifications s'accompagnent d'une évolution du stock sédimentaire qui n'est pas toujours similaire d'un intervalle de temps à l'autre, même au sein d'une période hydrologique relativement homogène. Cependant, il faut noter que les volumes concernés demeurent relativement faibles en comparaison des volumes transportés annuellement par charriage (chapitre IV) (Fig. III. 9). Pendant, la première période hydrologique, les dépôts sont majoritaires entre le 15 mars (levé 1) et le 18 mai (levé 3), la tendance s'inversant entre mai et juin. Là encore, il semble que la configuration morphologique initiale soit le principal facteur explicatif. En effet, lors des deux premiers mois du suivi, la configuration s'apparente encore à celle de barres alternes, facilitant l'évacuation du flux, même en crue, et favorisant le stockage sédimentaire (exhaussement de B2). En revanche, au cours de la période du 18 mai du 28 juin, la configuration bascule vers un style de barre transversale, ce qui entraîne une augmentation des contraintes liées aux écoulements et donc de l'érosion, prédominante entre mai et juin. Ces ajustements du volume de sédiments stocké sur le site peuvent donc être considérés comme une résultante de l'adaptation permanente du système suite aux interactions entre la configuration morphologique des barres et les variations de débit liquide. En effet, au cours de la période printanière, les crues modérées et fréquentes et le style morphologique des barres ont favorisé une morphodynamique active.

Durant l'étiage, la morphologie du tronçon évolue vers une configuration en barres alternes. Le BFI, égal à 0,76, souligne la relative constance des débits, et les faibles valeurs de Q_{10} et Q_{90} la faiblesse du débit. Mais, cette évolution s'accompagne d'une prédominance des processus érosifs essentiellement en amont et en aval du site, dans les zones de rétrécissement. Cette érosion contribue à la formation dans ces zones d'un thalweg incisé et ainsi, à une importante différenciation morphologique du chenal (Fig. III. 16). La prédominance de l'érosion durant l'étiage est contre-intuitive. En effet, lors de l'étiage, l'énergie des écoulements décroît, abaissant du même coup leur capacité morphogène. Cependant, on peut supposer que la diminution de la hauteur d'eau (baisse du ratio hauteur d'eau/hauteur formes du lit) augmente l'influence locale de la morphologie (Nicholas, 2000)

et des formes du lit sur les écoulements (chapitre VII). Cette constriction des écoulements engendre une augmentation de leur énergie relative, et permet l'occurrence de processus érosifs dans les zones favorables, c'est-à-dire dans les mouilles situées dans les rétrécissements de section. Les phénomènes observés correspondent aux conclusions de Friedman *et al.* (1996), qui soulignent que les périodes de bas débits peuvent occasionner une incision du lit dans les sections du lit les plus étroites. Ces résultats vont à l'encontre du principe de réversibilité (Keller, 1971) qui associe les mouilles aux processus érosifs en crue et à l'aggradation à bas débits. Les processus érosifs et la migration significative des barres au cours des bas débits montrent que l'on peut considérer les étiages comme des périodes durant lesquelles les processus sédimentaires sont toujours actifs (Marti et Bezzola, 2006 ; Kiss et Sipos, 2007).

La mobilité des sédiments lors des faibles débits peut s'illustrer à travers l'estimation de la contrainte de cisaillement adimensionnelle associé à la friction de grain (*grain dimensionless shear stress*), θ' :

$$\theta' = \frac{\bar{u}^{-2}}{C'^2 (s-1) D_{50}} \quad (2)$$

où \bar{u} est la vitesse moyenne ($m \cdot s^{-1}$), C' est le facteur de friction de Chézy ($m^{0.5} \cdot s^{-1}$) et s est la densité relative des sédiments ($=\rho_s/\rho$), avec ρ_s et ρ , la densité des sédiments et de l'eau ($kg \cdot m^{-3}$), respectivement. C' est obtenu à partir de la relation suivante :

$$C' = 18 \log \left(\frac{12d}{ks'} \right) \quad (3)$$

où d est la profondeur d'eau (m) et ks' la rugosité de grain de Nikuradse (m), avec $ks' = D_{90}$ (Kleinhans et Van Rijn, 2002). Les θ' calculés pour les conditions hydrauliques les plus faibles ($386 m^3 \cdot s^{-1}$ lors du levé 4 et $440 m^3 \cdot s^{-1}$ lors du levé 6, Tab. III. 1) atteignent 0,10. Les sédiments peuvent encore être considérés comme mobiles pour ces faibles débits proches du module. Toutefois, l'absence de données ne nous permet pas de conclure sur la mobilité des sédiments pour des débits inférieurs à $386 m^3 \cdot s^{-1}$.

La période couvrant les crues de décembre 2010 présente un BFI de 0,65 qui souligne l'importante variabilité du débit, et un Q_{10} et un Q_{90} élevés. Mais cette variabilité, ainsi que l'intensité des crues survenues, influent peu sur la capacité morphogène du cours d'eau durant cette période. Il en va de même pour les bilans sédimentaires, cette période étant faiblement dominée par l'érosion : érosion nette de $3000 m^3$ en un mois. Ce sont essentiellement les

mouilles qui ont subi de l'érosion, alors que les macroformes se sont légèrement aggradées. En comparaison des bilans de juin et du printemps, ce volume est relativement faible. Ceci souligne la complexité de la relation existant entre les variations de débit et les mouvements du lit. Ainsi, plusieurs crues modérées et étalées sur un intervalle de temps assez long peuvent être plus morphogènes que des crues successives de grande amplitude.

Le caractère continu du transport solide sur le système étudié restreint l'influence des crues sur la morphogénèse. Ainsi, plus que l'intensité des événements hydrologiques, c'est leur fréquence qui semble ici déterminante sur la morphodynamique (Costa et O'Connor, 1995 ; Magilligan *et al.*, 1998 ; Kiss et Sypos, 2007 ; Surian *et al.*, 2009). L'influence de la configuration morphologique des barres ne doit là non plus être occultée. A cet égard, les bilans sédimentaires confirment l'influence de la configuration morphologique (Nicholas, 2000), et sa prédominance sur celle de l'hydrologie, même si les ajustements sédimentaires résultent de la combinaison des deux. Ainsi, la variabilité des réponses morphologiques du lit à une crue, pointée par Magilligan (1992), est en partie liée à la configuration morphologique rencontrée lors de cet événement.

III.5.4. Processus sédimentaires à l'échelle d'une crue

L'analyse qualitative, obtenue grâce aux différentiels de MNT et l'analyse quantitative, à l'aide des bilans sédimentaires, ont permis de caractériser la dynamique sédimentaire en montée et en descente de crue. Ces résultats soulignent la prédominance des processus érosifs en montée de crue (moyenne de $-0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour les trois crues suivies), alors que ce sont les dépôts qui sont majoritaires en décrue (moyenne de $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ pour les trois crues suivies), et ce quel que soit le style morphologique. Cette tendance prononcée est en phase avec les précédents travaux réalisés sur le sujet (Richards, 1982 ; Kiss et Sipos, 2007). On peut noter que le déficit sédimentaire occasionné par la montée de crue n'a pas été compensé par les dépôts lors de la décrue, et ce pour les trois événements suivis. Ainsi, chaque crue a entraîné une perte nette de sédiments sur le site.

Toutefois, les bilans sédimentaires par unités morphologiques montrent que les processus ne s'opèrent pas de manière homogène dans le chenal. En effet, d'après la Fig. III. 26, durant la crue de décembre, les mouilles ont majoritairement subi l'érosion alors que

l'accrétion a dominé sur les barres migrantes (B2 et B3) et les barres forcées (FB1). Ces processus ont également été décrits par Ashworth *et al.* (2000) sur une grande rivière à sable ainsi que par Wathen et Hoey (1998) sur une petite rivière à graviers. Il existe donc une répartition des processus sédimentaires liée à la nature des unités morphologiques considérées. Lors de la crue de juin, cette tendance est aussi observable pour les mouilles (bilan de $-0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ dans le thalweg), alors que les barres B1 et B2 montrent un bilan neutre voire déficitaire. A cet égard, il peut être proposé que le positionnement transversal de B2 lors de cette crue accroisse les contraintes et limite l'occurrence de dépôts sur la barre. En décembre en revanche, la localisation de B2 est plus favorable à l'aggradation et donc au stockage de sédiments. Ainsi, l'évolution des bilans sédimentaires des unités morphologiques résulte de l'influence combinée de la configuration morphologique, qui conditionne la potentialité et la localisation des dépôts et de l'érosion, et de la dynamique hydrologique. L'influence de cette dynamique doit être considérée, ce qui peut être proposé par l'analyse de la réponse du lit aux deux crues successives de décembre.

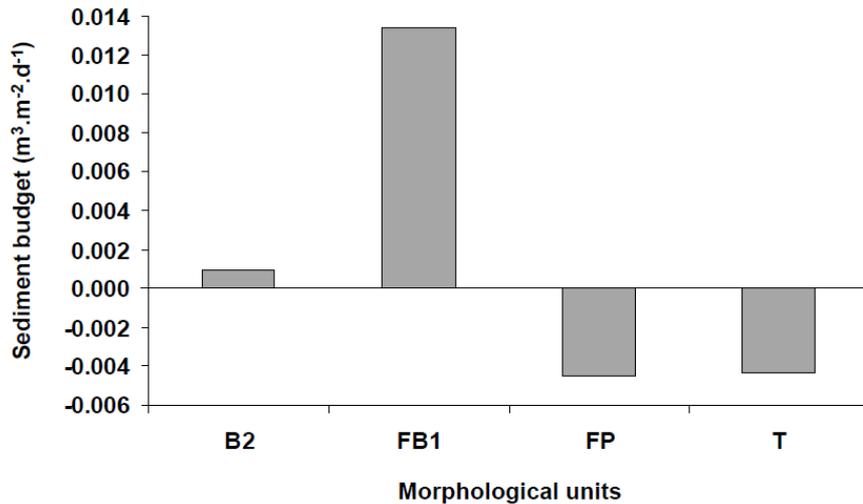


Fig. III. 26. Evolution moyenne du stock sédimentaire par unité morphologique à l'issue des deux crues de décembre.

B2 correspond à la barre migrante, **FB1** à la barre forcée en rive gauche, **FP** aux trois mouilles forcées et **T** au thalweg.

III.5.5. Réponses du lit à l'occurrence de deux crues successives

Entre le 10 décembre 2010 (levé 7) et le 10 janvier 2011 (levé 11), deux crues biennales sont survenues successivement. Il était intéressant de comparer l'action de ces deux évènements sur les bilans sédimentaires et la morphologie du lit. Les bilans montrent que l'antagonisme crue/décru est respecté lors des deux évènements, quoiqu'à moindre échelle lors de la deuxième crue ($-0,007 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ contre $-0,06 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ lors de la première), et ce quelle que soit la nature de l'unité morphologique considérée. En décrue, les bilans positifs sont quant à eux relativement constants d'un évènement à l'autre (environ $0,009 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$) (Fig. III. 27).

La diminution de l'intensité des processus érosifs entre le premier et le second pic de crue peut être associée à l'évolution de la rugosité, cette dernière étant en partie contrôlée par la morphodynamique des dunes (Julien et Klaassen, 1995 ; Prent et Hickin, 2000 ; Julien *et al.*, 2002). La taille des formes du lit est une variable qui permet d'ajuster l'hydrodynamique et le transport solide. Ainsi, lorsque l'énergie des écoulements s'accroît, la taille des dunes augmente, ce qui entraîne une élévation de la rugosité du lit (chapitre V). Cette adaptation du lit est observable sur les MNT de décembre. Au début de la crue, les formes du lit sont de petites tailles, très mobiles, leur rugosité associée est faible, le transport solide est donc élevé (chapitre IV et V), l'érosion est importante. Entre le 10 (levé 7) et le 12 décembre (levé 8), on perçoit nettement l'augmentation de la taille des dunes engendrée par la montée de crue (Fig. III. 19), phénomène également observé dans de nombreuses rivières à sables (Ten Brinke *et al.*, 1999 ; Villard et Church, 2003 ; Wilbers et Ten Brinke, 2003). L'adaptation de la taille des dunes aux variations de débit n'étant pas instantanée, leur taille diminue modérément lors de la décrue (chapitre V). Ainsi, lors de la deuxième montée de crue, dont l'énergie est comparable à celle déployée par la première (puissance spécifique environ égale à $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ pour les deux crues), le lit est jalonné de dunes dont la taille est supérieure à celle des dunes rencontrées lors de la première montée des eaux. La résistance du lit associée aux dunes est donc plus élevée que lors du premier évènement, ce qui contribue à limiter la dynamique du transport solide avant le pic de crue (Richards, 1982). Les sédiments sont moins mobiles, l'érosion est donc moindre. Lors de la deuxième décrue, l'observation des MNT révèle la dynamique inverse, c'est-à-dire la diminution de la taille des dunes à mesure que le débit liquide baisse (Fig. III. 20). Cette hypothèse explicative est uniquement

basée sur l'observation des MNT et demeure par conséquent purement qualitative (voir chapitre V).

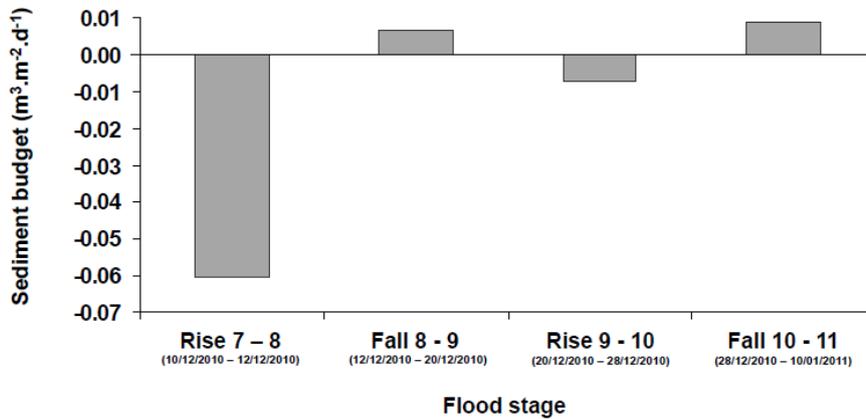


Fig. III. 27. Evolution du stock sédimentaire en fonction des variations de débits lors des deux crues de décembre.

III.6. Conclusion

La morphologie du lit des rivières à charge sablo-graveleuse évolue de manière permanente quelle que soit la nature des conditions hydrologiques, du fait de la forte mobilité des sédiments. Le suivi en bathymétrie multifaisceaux réalisé dans un élargissement/rétrécissement de section de la Loire moyenne (France) permet de vérifier et préciser cette affirmation et de décrire le système en distinguant différentes périodes évolutives. En effet, l'intensité de l'évolution morphologique du lit n'est pas constante dans le temps et ce travail montre que ce ne sont pas les conditions hydrologiques seules qui discriminent ces différentes phases. La configuration morphologique, c'est-à-dire l'organisation spatiale des unités morphologiques, semble déterminer en grande partie la vitesse à laquelle les barres migrent dans le chenal. Plus précisément, la configuration en barres alternées induit une certaine « stabilité » du système. A l'inverse, la configuration en barre transversale est particulièrement « instable » et engendre des évolutions morphologiques plus intenses, et ce, même durant des périodes de bas débits. La stabilité de la configuration morphologique est déterminée par le degré de résistance qu'opposent les barres à l'écoulement. Plus une barre s'oppose aux écoulements et moins elle est « stable ». La forte

mobilité des sédiments implique également que la durée d'un évènement affecte davantage la morphologie du lit que son intensité. Ainsi, sur la période étudiée, les périodes de bas de débits se sont révélées plus morphogènes que les crues.

Les réponses du lit aux variations de débit ont également été analysées à différentes échelles temporelles et spatiales. Il en résulte qu'à l'échelle d'une crue, l'érosion est dominante en montée de crue et qu'en décrue ce sont les dépôts. Cependant, chaque unité morphologique n'est pas affectée de la même manière. En effet, même si l'alternance de processus est globalement respectée à l'échelle des unités, les dépôts ont tendance à être plus importants sur les barres et l'érosion plus prononcée dans les mouilles lors des crues.

La comparaison de la dynamique sédimentaire lors des différentes périodes hydrologiques distinguées met en lumière plusieurs tendances, dont la prédominance des processus érosifs durant l'étiage, et l'hétérogénéité des processus sédimentaires au sein d'une période hydrologique. L'érosion est dominante lorsque le système est « instable » (barre transversale). Toutefois, l'influence des conditions hydrologiques sur les processus sédimentaires est perceptible lors des crues de grande ampleur, puisque malgré la relative stabilité du système, c'est l'érosion qui domine. Le stockage sédimentaire évolue donc selon les contraintes liées aux écoulements, et donc aux débits, et selon la configuration morphologique rencontrée.

Les réponses du lit à deux crues successives semblent souligner l'influence de l'ajustement de la taille des dunes et de la rugosité qui leur est associée face aux variations de débits. L'importante rugosité rencontrée lors de la seconde montée des eaux peut expliquer la différence entre la réponse du lit à la première crue (érosion importante) et celle observée lors de la deuxième crue (érosion limitée). C'est pourquoi, afin d'éclairer cette hypothèse, une étude approfondie de la dynamique des dunes en fonction des variations de débit sera nécessaire. En outre, un volet hydraulique pourrait apporter des compléments d'informations quant à la structuration des écoulements en fonction des différentes configurations morphologiques observées, et sur la manière dont ils interagissent.

L'évolution morphologique du chenal dans la zone d'élargissement/rétrécissement est principalement conditionnée par la configuration et la morphodynamique des barres, et par l'hydrologie. L'influence d'un évènement hydrologique sur la morphologie du lit est davantage influencée par sa durée que par l'intensité des débits. Ainsi les périodes de basses eaux, de loin les plus longues, présentent un caractère particulièrement morphogène. Les processus érosifs sont prédominants durant l'étiage et au cours de la montée des eaux pendant les crues. En décrue, ce sont les processus de dépôt qui prévalent. Ces différents résultats seront précisés dans le Chapitre 6, à partir des conclusions obtenues dans les autres parties du manuscrit. Par ailleurs, il conviendra d'affiner ultérieurement l'analyse des résultats présentés dans cette étude, en prenant en compte les incertitudes associées aux méthodes d'interpolations et aux différentiels entre deux MNT. Ces calculs basés sur les travaux de Milan *et al.* (2007, 2011) et Wheaton *et al.* (2010) ont été amorcés au cours de ce travail et seront complétés par la suite.

La forte mobilité des sédiments observée durant les périodes de basses eaux indique que le transport solide est continu et significatif tout au long de l'année. Toutefois, il existe peu d'informations sur les taux de transport en Loire moyenne. Les jaugeages solides effectués au cours du présent travail ont permis d'estimer pour la première fois le charriage pour diverses conditions de débit et ainsi d'évaluer le volume annuel transporté sur le fond. Toutefois, la mesure du transport solide avec les échantillonneurs iso-cinétiques s'avère chronophage, compliquée d'un point de vue logistique, et lourde en termes de personnels et d'équipements. Afin de faciliter à l'avenir l'estimation du transport solide sur la Loire, la question s'est posée d'utiliser le *dune tracking* ou les formules de transport solide, qui nécessitent des données plus faciles à acquérir, et de comparer ces taux de charriage calculés à ceux collectés avec les échantillonneurs.

A cet égard, les taux de transport mesurés durant ce travail sont présentés dans le chapitre suivant et confrontés aux estimations du *dune tracking* et des formules de transport solide. Ce chapitre correspond à un article accepté avec modifications dans la revue *Geomorphology*. La présente version est actuellement en cours de modification avant re-soumission à l'éditeur en juillet 2012.

**Chapitre IV. Estimation des taux de
charriage dans une grande rivière sablo-
graveleuse à partir de jaugeages solide, de
dune tracking et de formules empiriques**



Chapter IV: Estimating bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulae

Nicolas Claude^a, Stéphane Rodrigues^a, Vincent Bustillo^b, Jean-Gabriel Bréhéret^a, Jean-Jacques Macaire^a & Philippe Jugé^c

^a E.A 6293 GéHCO - GéoHydrosystèmes Continentaux, Département Géosciences-Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université François Rabelais, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France

^b CESBIO UMR CNRS-IRD-CNES-UPS 5126, IUT Paul Sabatier, site d'Auch, 24, rue d'Embaquès - Bât. A, 32000 Auch, France

^c Université François-Rabelais de Tours, CETU Elmis, 11 quai Danton, 37500 Chinon, France

Abstract

Three methods used to estimate river bedload discharges were compared in a large sand-gravel bed river. The unit and total bedload transport rates estimated by sediment sampling, dune tracking method and the equations of Van Rijn and Meyer-Peter and Müller were compared. The analysis was based on a large dataset obtained from field surveys that combined sediment sampling, Acoustic Doppler Profiler (ADP) measurements and multibeam echosoundings of the middle reach of the Loire River (France) for contrasting flow conditions ranging from low flows to 2 years floods. For transport stages between 2 and 6 (*i.e.* between the annual mean discharge and the discharge for a 2 years flood), the tested equations predicted fairly well the unit and total bedload discharges and roughly estimated the temporal variability of the bedload during floods. For these transport conditions, the best agreement with the sediment gauging measurements was observed with the Van Rijn formula. For lower

flow conditions, the tested formulas provide lower estimates than those sampled. To improve the accuracy of the equations for low flows, potential solutions include integrating near-bed turbulences and non uniformity of bed particles into the models. The ability of the formulas to predict the temporal variability of the bedload can be improved by using the bedform roughness to adjust the estimates. The bedload transport rates calculated with dune tracking method are lower than the fluxes sampled because a substantial fraction of the bedload does not participate to the dune migration. Finally, a first rating curve that was implemented for the Loire River estimates the annual bedload discharge for 2010 to be 480 000 t.

Keywords: Bedload sampling; dune tracking; Van Rijn formula; Meyer-Peter and Müller formula; large sand-gravel bed rivers; Loire River

IV.1. Introduction

The estimation of bedload transport constitutes a major issue for fluvial geomorphologists, sedimentologists, engineers and managers because it governs the morphological evolution and the biological functioning of coarse-bedded rivers. The bedload can be defined as the coarsest part of the fluvial sediment load that moves above the bed in a rolling or saltating manner (Gomez and Church, 1989). It is differentiated from the suspended load, which corresponds to particles transported in the water column, because their lift velocity (due to the flow) equals or exceeds their fall velocity associated with the gravitational force (McLean *et al.*, 1999). The most common method used to measure bedload transport consists of direct physical sampling with traps or isokinetic samplers, such as the Helley-Smith or the Bedload Transport Meter Arnhem (BTMA), that are deposited on the river bed. These bedload samplers have been extensively used in small gravel-bed (Johnson *et al.*, 1977; Andrews, 1994; Ryan et Porth, 1999; Bunte *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2007) and sand-bed rivers (Andrews, 1981; Dietrich and Smith, 1984; Carey, 1985; Batalla, 1997) and criticised. In large sand- and gravel-bed rivers, sediment sampling remains technically difficult, time-consuming, expensive and even dangerous during floods (Gaeuman and Jacobson, 2006). Thus, other methods have been implemented to simplify the assessment of bedload transport rates. Since Du Boys (1879), a large number of theoretical and empirical equations have been

developed to predict bedload transport rates for a large range of particle grain sizes and hydraulic conditions (Batalla, 1997). In sandy fluvial and coastal environments, it is also widely assumed that the dune tracking method (DTM), based on the product of dunes size and their migration rate, provides accurate predictions of bedload discharges (Simons *et al.*, 1965; Engel and Lau, 1980, 1981; Van den Berg, 1987; Kostaschuk *et al.*, 1989; Ten Brinke *et al.*, 1999; Villard and Church, 2003; Hoekstra *et al.*, 2004; Knaapen *et al.*, 2005; Gaeuman and Jacobson, 2007; Frings and Kleinhans, 2008; Pinto Martins *et al.*, 2009).

The reliabilities of the samplers used to measure bedload transport, in spite of its high temporal and spatial variability, have been analysed in several studies (Csoma, 1973; De Vries, 1973; Hubbell *et al.*, 1985; Carey, 1985; Reid *et al.*, 1985; Hubbell, 1987; Pitlick, 1987; Gomez *et al.*, 1989; Gomez *et al.*, 1990; Gaweesh and Van Rijn, 1994; Kleinhans and Ten Brinke, 2001; Vericat *et al.*, 2006). These investigations have shown that bedload sampling needs many samples to provide accurate transport rates. In large rivers the bedload transport rates are often considered as inaccurate (Gaeuman and Jacobson, 2007) while in small streams, the bedload discharges gauged by samplers are often used as reference fluxes to test the accuracy of bedload transport formulas (Vanoni, 1961; Andrews, 1981; Gomez and Church, 1989; Batalla, 1997; Habersack and Laronne, 2002; Barry *et al.*, 2008; Recking, 2010). For large sand-gravel rivers, the formulas of Van Rijn (1984a, 1993) and Meyer-Peter and Müller (1948) have been found to yield accurate bedload transport estimates (Kleinhans and Van Rijn, 2002; Pinto Martins *et al.*, 2009). Another way to evaluate these bedload transport formulas when bedload sampling data are not available consists of comparing their estimates with those obtained by the dune tracking method (Van den Berg, 1987; Pinto Martins *et al.*, 2009). However, few studies have examined the reliability of the dune tracking method from bedload sampling measurements. The number of studies comparing estimates obtained by bedload sampling, dune tracking and solving empirical bedload equations is small for large sand-gravel bed rivers.

Although it is known that deterministic bedload transport equations are generally not reliable near the threshold of motion (Kleinhans and Van Rijn, 2002), few data are available concerning the range of hydraulic conditions or transport stage (defined as the relative excess shear stress) for which the bedload-predicting formulas and the dune tracking method are accurate.

Furthermore, in sand rivers, temporal variations in bedload at steady flows (Hamamori, 1962; Gomez *et al.*, 1989) and hysteresis during floods (Kostaschuk *et al.*, 1989;

Ten Brinke *et al.*, 1999; Wilbers and Ten Brinke, 2003) are common features and are often related to the migration and roughness related to dunes. Based on the assumption that the bedload transport in a river with a steady flow is mainly affected by flow velocity and bed-grain size (Van Rijn, 2007), the majority of bedload transport equations do not consider the dune roughness. Thus, unlike the dune tracking method (Ten Brinke *et al.*, 1999; Wilbers and Ten Brinke, 2003), the ability of these formulas to predict the temporal variability of the bedload transport related to dunes during (quasi-) steady flows and floods remains rarely investigated.

The objective of this study is to compare the consistency of the bedload transport rates obtained by sediment sampling, dune tracking method and two empirical equations (the Van Rijn and the Meyer-Peter and Müller formulas) to assess as a function of the hydraulic conditions, the ability of these methods to determine the unit and total bedload transport rates as well as their temporal variability in a large sand-gravel bed river. In addition, recommendations to improve the tested methods are proposed, and the first estimate of the annual bedload discharge for the Loire River is made. Finally, the large amount of field measurements presented in this study offers new data to scientific community to estimate and study the bedload transport in large sand-gravel bed rivers.

IV.2. Study site

The Loire River, the largest river in France, is 1020 km long and drains a catchment area of 117,000 km² that is characterised by variations in climate and lithology. The study site (Fig. IV. 1) is located in the middle reaches of the Loire at the village of Bréhémont (47°17'43.31''N, 0°20'33.80''E), 790 km downstream from the source and 30 km downstream from the city of Tours. The catchment area covers 56,480 km² located upstream from Bréhémont. In its middle reaches, the Loire system is characterised by a multiple-channel pattern composed of a main channel fringed by vegetated permanent islands and secondary channels that are only submerged during floods (for further description of the study site, see Rodrigues *et al.*, 2006). Large sediment extractions between 1950 and 1995 (Dambre and Malaval, 1993) caused a significant incision of the main channel all along the middle and downstream reaches of the Loire River. This incision induced the destabilisation of civil engineering works such as bridges and dykes, decreased the flow capacity during floods

(Belleudy, 2000) and caused drinking water wells to dry up (Bacchi and Berton, 1997). The lowering of the mean water level has also resulted in the rapid colonisation of the secondary channel by woody pioneer vegetation, which is associated with a significant increase in sediment trapping and a decrease in habitat diversity (Bravard *et al.*, 1997; Rodrigues *et al.*, 2007).

At the Langeais gauging station (4.5 km upstream of the study site), the average discharge is $430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, and the discharge is approximately $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for a 2 years flood. For this event, the mean flow velocity and mean water depth are $1.45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and 6.4 m, respectively (see Results section for more descriptions of the hydrodynamics of the study site). The width of the main channel varies between 175 and 300 m on the study site. The average slope of the riverbed is $30 \text{ cm} \cdot \text{km}^{-1}$ on the 1 km of the studied reach. The unit stream power of the main channel is $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ for bankfull discharge ($2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ at the Langeais gauging station). The bed of the main channel is mobile and is composed of large bars with superimposed dunes. The migration of the dunes was observed even at low flows. The bedload mainly consists of silicated sand and gravel.

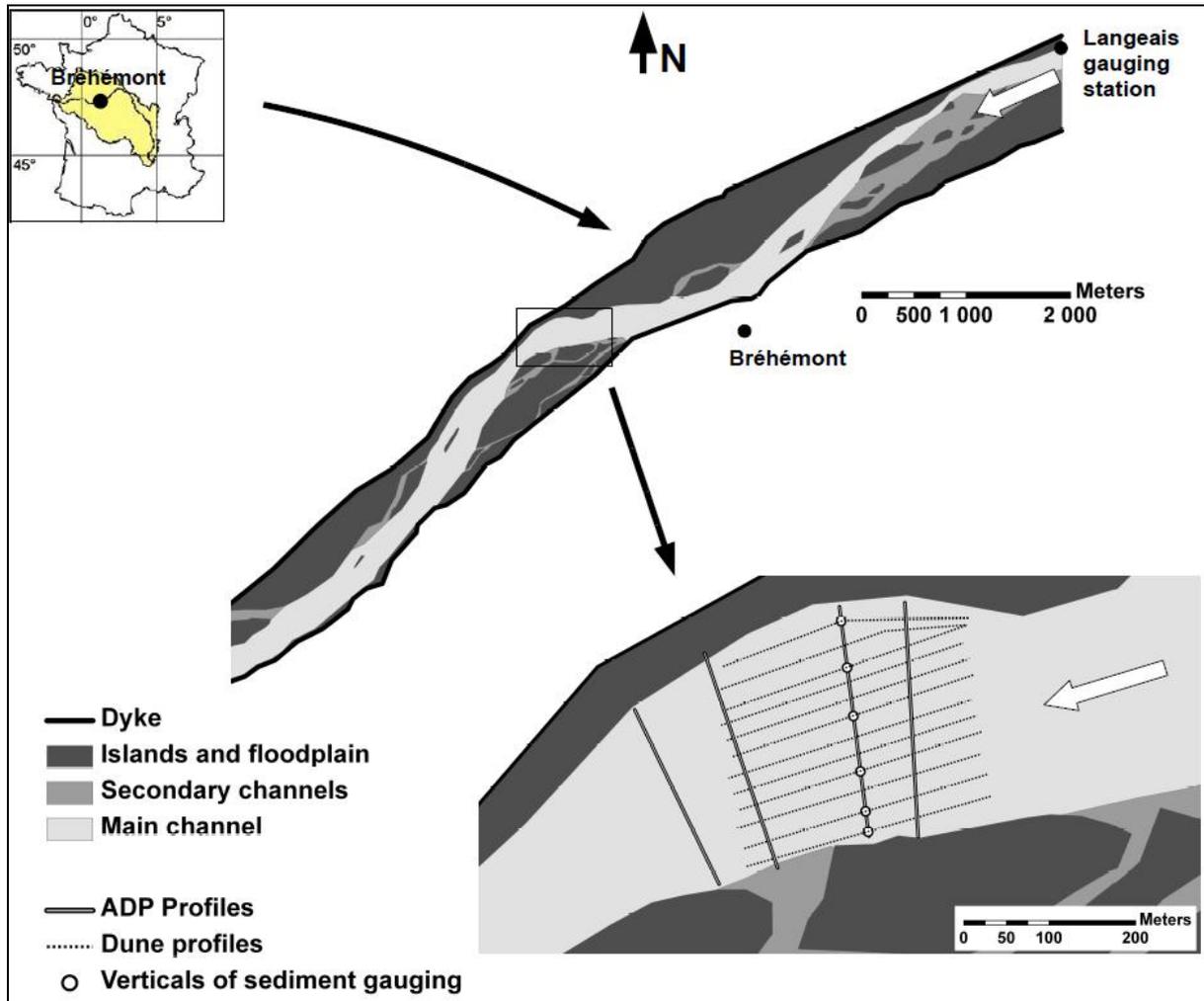


Fig. IV. 1. Presentation of the study site and location of verticals of sediment sampling, dune tracking profiles and ADP profiles.

The white arrows indicate the flow direction.

IV.3. Materials and methods

Hydrodynamics, bedload transport and morphological changes were monitored using Acoustic Doppler Profiler (ADP) measurements, isokinetic sediment samplers and multibeam echosounding, respectively, to contrast discharge conditions between December 2009 and March 2011 (Fig. IV. 2). Three additional bedload measurements were performed in March 2007 during the falling limb of a flood for discharges varying from $1940 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to $1310 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Few measurements were performed during the rising limb of floods because the time between the announcement of the arrival of the discharge wave and the preparation of equipments and measuring staff is often too short (2-3 days).

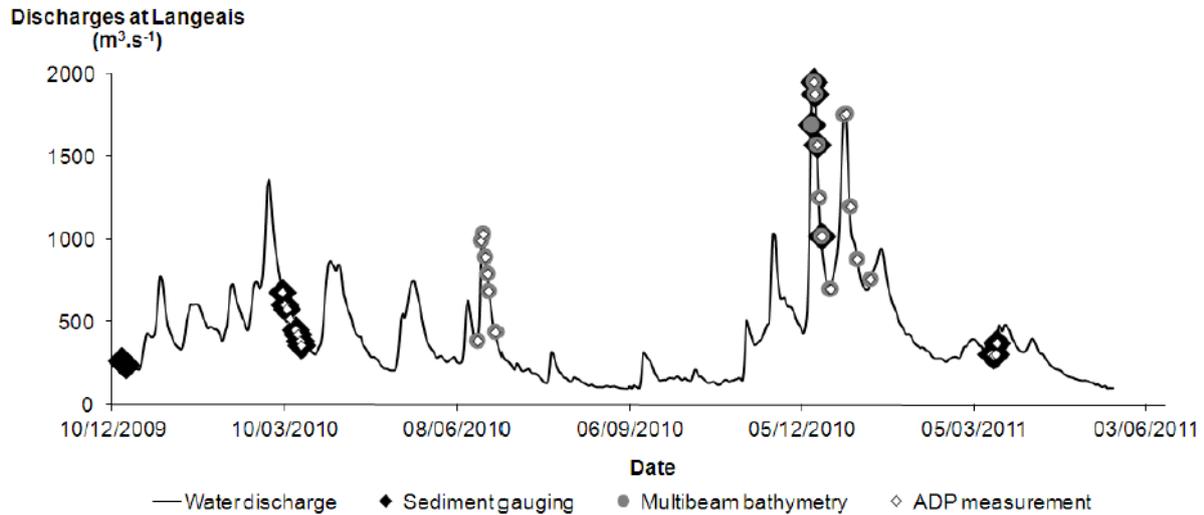


Fig. IV. 2. Distribution of the measurements for the hydrograph of the Langeais gauging station (4.5 km upstream from the study site).

IV.3.1. Field measurements

IV.3.1.1. Bedload sampling

The bedload measurements were collected from a 12-m-long boat at three to six verticals along a cross-section of the river (Fig. IV. 1 and Tab. IV. 1). Each vertical was positioned in order to measure the sediment transport through each specific morphological unit of the main channel (pools, bars, thalweg). The vessel was accurately positioned above the locations using a GPS MMCX (Magellan). At each vertical, measurements were collected using an isokinetic sediment sampler: BTMA (Bedload Transport Meter Arnhem, Eijkelkamp). A current meter (OTT C31) was also used to determine the velocity profile at each vertical.

The BTMA is a sampler with a rectangular mouth that is 0.05 m high and 0.085 m wide. The sampler has a 0.3 mm mesh. It collects particles transported near the river bed (Hubbell, 1964), namely, the bedload and likely the lower layer of the saltation. The sampler can only be used for flow velocities lower than 2.5 m.s^{-1} (Eijkelkamp, 2003). Four to eight replicates were collected daily at each vertical for a sampling duration of two minutes (Csoma, 1973; de Vries, 1973; Kleinhans and Ten Brinke, 2001; Eijkelkamp, 2003). When the sediment transport rate was low, the sample duration was extended to four minutes to

ensure the collection of a sufficient sample volume, *i.e.* to collect more than 2 cm³ of bedload (Boiten, 2003). The bedload sampling schema was defined to collect the maximum of samples per days in different locations (verticals) in order to observe the spatial variability of the bedload transport in the channel monitored. The number of verticals, of samples per vertical, and the duration of the measurements, are reported in the Tab. IV. 1. The bedload sampling scheme applied during measurements ensures an uncertainty on the bedload transport rates that is generally included between ± 30 and ± 50 %, (Csoma, 1973; de Vries, 1973; Kleinhans and Ten Brinke, 2001; Eijkelkamp, 2003). Nevertheless, when the number of verticals and the number of replicates per vertical are low, the uncertainty can be higher (Kleinhans and Ten Brinke, 2001).

Tab. IV. 1. Scheme of bedload sampling measurements

Date	Water discharge at Langeais (m ³ .s ⁻¹)	Number of vertical	Number of replicate per vertical	Duration (min)
08/03/2007	1940	3	4	2
09/03/2007	1490	6	5	2
10/03/2007	1310	4	4	2
15/12/2009	268	4	5	4
16/12/2009	253	6	4	4
17/12/2009	239	5	4	4
09/03/2010	681	6	6	4
10/03/2010	608	6	6	4
11/03/2010	578	6	6	4
16/03/2010	453	5	6	4
17/03/2010	425	5	6	4
18/03/2010	389	4	7	4
19/03/2010	358	4	7	4
10/12/2010 ^a	1690	3	6	2
11/12/2010	1950	4	8	2
12/12/2010	1880	6	7	2
13/12/2010	1570	6	7	2
15/12/2010	1020	6	8	2
14/03/2011	307	6	7	2 - 4
15/03/2011	298	5	6	2 - 4
16/03/2011	306	6	6	2 - 4
17/03/2011	374	6	6	2 - 4
18/03/2011	479	5	6	2 - 4

During the measurements of March 2010 (Fig. IV. 2), a USBM-54 (USGS) was used to collect particles of the 10 first centimetres below the bed surface. One sample was taken on each vertical of the bedload sampling.

A grain size analysis was performed for all of the samples of BTMA and USBM-54 collected in 2010 (Tab. IV. 1). Thus, the D_{50} and D_{90} , which correspond to the diameters at which 50 and 90 % of the particles (in weight) are finer, respectively, were obtained for the bedload and the bed (sub) surface (see Results section for more descriptions of the grain sizes of the bedload and the bed). The mean D_{50} and D_{90} of the samples caught with the USBM-54 were used in this investigation as the characteristic grain size diameters of the bed particles. The mean D_{50} and D_{90} of the bed were 1.33 mm and 5.18 mm, respectively.

IV.3.1.2. Multibeam echosoundings

Multibeam echosoundings were collected from a 4-m long vessel equipped with an ES3 (Odom) consisting of 240 sensors transmitting at a frequency of 240 kHz and opened to a width of 120° . This configuration ensures that the river bed is scanned over a width corresponding to three times the water depth. The echosounder was coupled with a DGPS ProFlex 500 (Magellan), which offers a centimetric accuracy in the planimetric and vertical planes. Measurements were performed in longitudinal tracks parallel to the banks at a boat velocity ranging between 1.5 and $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Bathymetric data were obtained from a 700-m-long reach centred at the cross-section of the sediment sampling. To measure the water slope and dune migration, a 1200-m longitudinal profile was also monitored twice a day. Before the post-treatment, the density of the raw data is around 250 points per square meter.

The multibeam bathymetric data were post-processed with Hypack 2009 software (Hypack) by filtering and converting them to 0.5-m grids to facilitate their interpolation and data treatment.

The local water surface slope was derived from the elevation of the echosounder recorded along the 1200-m longitudinal profile. Thus, a water surface slope was estimated for the majority of the measurements.

IV.3.1.3. ADP measurements

Flow velocity measurements were collected with a Riversurveyor M9 (Sontek), which has two sets of four profiling beams (one set at 3 MHz and one set at 1 MHz). These multiple acoustic frequencies enable the device to automatically adjust to the appropriate acoustics and pulse schemes as a function of the depth and the velocity encountered during the river crossing. The bin height is automatically adjusted as a function of the water depth. The flow velocities are defined in every bin by the easting, northing and vertical components. The Riversurveyor M9 also contains a low frequency echosounder (0.5 MHz) that can obtain direct and accurate measurements of depth.

Four cross-sections were monitored daily during the surveys (Fig. IV. 1). Onboard the boat, the DGPS (Magellan ProFlex 500) was connected to a laptop with Hypack 2009 software; all of the ADP tracks were located at a maximum of 1 m from the cross-section. This method of data acquisition, associated with the data provided by the ADP compass and bottom tracking, ensured the appropriate positioning of the velocity data measurements.

To carry out all of the measurements in a single day (both echosounding and ADP), two transects were performed on each cross-section at a boat speed of approximately $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Although more transects are expected to be necessary to obtain accurate flow properties (Szupiany *et al.*, 2007), Wright and Klapinski (2011) showed that two traverses were sufficient to observe large-scale flow structures and flow velocities.

The flow velocities recorded from the two transects performed on each cross-section were projected on a grid with cells of 2 m width and height equal to the maximum height of the bins defined during the measurements (Dinehart and Burau, 2005a, 2005b). Then, the flow velocities (estimated in each bins) were averaged in each 2 m width cell to obtain one value per cell. The water depths were also attributed to the same grid. Finally, the flow velocities and water depths were averaged for each vertical.

The accuracy of the flow velocity measurements was assessed by comparing them to vertical velocity profiles obtained by current meter (OTT C31). The mean bias and dispersion (*i.e.* the standard deviation of the error) calculated over 27 verticals for 6 dates were $-0.024 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and 0.091, respectively, suggesting that the error is random. The mean standard error for each individual flow velocity measurement was $0.094 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. The biases with respect to current

meter measurements were maximum for low flow velocity (-0.08 m.s^{-1} on average for flow velocity $< 0.87 \text{ m.s}^{-1}$) that were observed under shallow water depth conditions but remained very limited otherwise. Therefore, low flow velocities obtained by ADP should be regarded with care. Cross-sectional mean river depths obtained by ADP agree to field measurements within an average of 7.5%. This low precision might essentially be attributed to the mismatch of the boat position for both measurements and the bed evolution between the two measurements (mainly due to dune migration). As a conclusive test, it must be remarked that the relations linking flow velocity and river depth, based on ADP and current meter, are mutually very consistent, marked by a flow velocity baseline value comprised between 0.62 m.s^{-1} and 0.64 m.s^{-1} and a gain of 0.14 m.s^{-1} for each additional meter of river depth. The uncertainty of river discharge inferred from ADP was calculated by propagation of the components errors (Cornell, 1972) and found to be comprised between 3% and 10% over the six cross-sections investigated at the 95% confidence level. The contributions of the river cross-section (mainly river depth) and the flow velocity to the uncertainty relative to the river discharge are of same magnitude (45% vs. 55% on average). However, it is probable that the uncertainty associated to the river depth is overestimated because of the mismatching between current meter and ADP measurements.

IV.3.2. Methods for the assessment of bedload transport

IV.3.2.1. Bedload transport from direct measurements

The volume of the sediment samples collected with the BTMA enabled direct assessment of the bedload transport. However, Meyer-Peter (1937) found that the BTMA only catch a part of the total bedload. The catch efficiency of the BTMA samplers was determined in laboratory and reached ca. 50 % (Delft Hydraulics, 1969; Van Rijn, 1986; Boiten, 2003; Eijkelkamp, 2003). Thus a calibration factor is applied to estimate the unit bedload transport as follows:

$$qb_{\text{Sampling}} = \rho_s \varepsilon \alpha V/b \quad (1)$$

where qb_{Sampling} is the unit bedload discharge on a vertical ($\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$), ρ_s is the volumetric mass of sediment (2650 kg.m^{-3}), ε is the sediment concentration (1-porosity, assumed here to be 0.65), α is the trap efficiency factor ($\alpha = 2$), V is the mean volume of the instantaneous

sediment samples taken on a vertical (m^3) and b is the width of the mouth of the sampler ($b = 0.085$).

Then, the unit sediment discharges were integrated over the cross section, *i.e.* weighted by channel width subsections and added to determine the total sediment transport ($Q_{b_{\text{Sampling}}}$):

$$Q_b = \sum q_{bi} W_i \quad (2)$$

where Q_b is the total bedload discharge ($kg.s^{-1}$), q_{bi} is the unit bedload transport on a vertical and W_i the width of the subsection (m).

Bedload transports were computed for a total of twenty-three days for flow discharges ranging from low flows ($239 m^3.s^{-1}$) to the peak discharges of a 2 years flood ($1950 m^3.s^{-1}$, Fig. IV. 2). These bedload discharges will be compared to the estimates of methods presented below and will be discussed after.

IV.3.2.2. Bedload transport from dune tracking

Longitudinal bed topographic profiles were used to estimate dune sizes and celerity (Fig. IV. 1) and apply the dune tracking method (DTM). For each survey, twelve longitudinal profiles centred on the sediment sampling cross-section and spaced 25 m apart from each other were extracted from the multibeam echosoundings grids. The post-treatment of echosoundings data ensured that the point density on these longitudinal profiles varied between 4 and 5 points per meter. Thus, the minimum length of the dunes measurable with these data was estimated to be one meter. Six of the dune tracking's profiles were situated at the verticals of the sediment sampling to compare the local sediment transport estimates computed by the two methods. The profile's length was 300 m. This length is sufficiently long to estimate a large number of dunes (at least twenty) and sufficiently short to avoid a non uniformity of flow, water depth and sediment supply along the profile which cause a large heterogeneity of dune's geometries.

Dunes sizes were calculated using the Matlab code Bedform Tracking Tool which is based on a zero-crossing method (for further description, see Van der Mark *et al.*, 2008). This tool finds the crossings of the bed profile with a fitted linear trend line. The dunes crests

correspond to the highest elevation between an up and a down crossing. The dunes troughs are recognised as the lowest bed level between a down and an up crossing. The dune height (H_D) is determinate as the difference of elevation between a crest and the downstream trough. The dune length (L_D) is defined as the horizontal distance between two consecutives troughs. The dune celerity was obtained by determining visually the distance travelled by a dune between two echosoundings (Fig. IV. 3). The dune speed migrations could only be assessed from the largest dunes. As small dunes migrate faster than large dunes (Frings and Kleinhans, 2008), the dune celerity was probably underestimated.

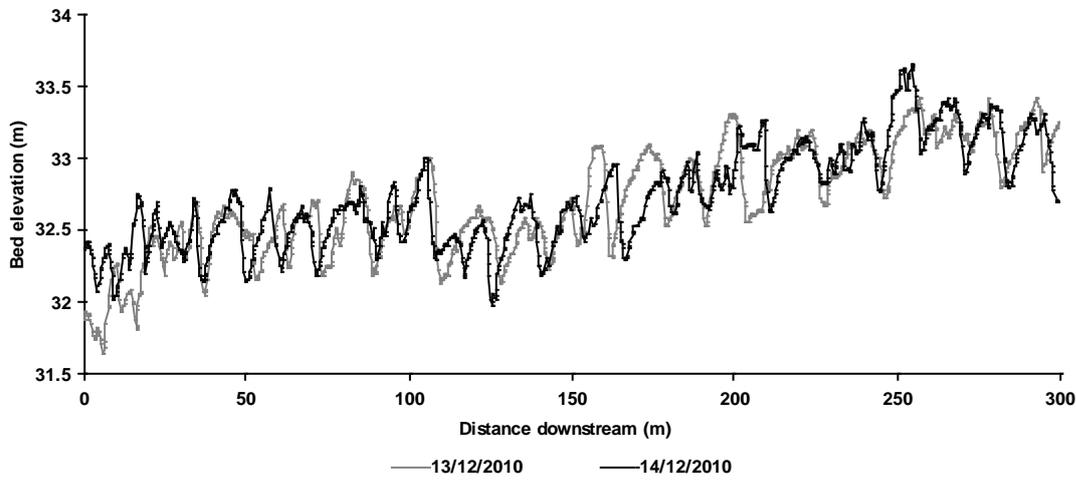


Fig. IV. 3. Example of longitudinal profiles of bed elevation for two echosoundings.

The bedload transport related to the migration of bedforms is traditionally quantified using the following equation (Simons *et al.*, 1965; Peters, 1975, 1978; Van den Berg, 1987; Kostaschuk *et al.*, 1989; Ten Brinke *et al.*, 1999; Villard and Church, 2003; Hoekstra *et al.*, 2004; Gaeuman and Jacobson, 2007):

$$qb_{DTM} = \rho_s \varepsilon \beta c_D H_D \quad (3)$$

where qb_{DTM} is the unit bedload ($kg.s^{-1}.m^{-1}$); c_D is the dune celerity ($m.s^{-1}$); H_D is the dune height (m); and β is the bedload discharge coefficient. In Eq. 3 the bedload discharge coefficient incorporates the fraction of bedload that skips from one dune to the next and does not contribute to bedform migration (Simons *et al.*, 1965; Van den Berg, 1987; Gaeuman and Jacobson, 2007). This fraction was neglected in this study because there is no accurate

method to estimate it directly and because it was found negligible both in a laboratory study (Simons *et al.*, 1965) and in field investigations (Yang, 1986; Villard and Church, 2003; Gaeuman and Jacobson, 2007).

The β coefficient is equal to 0.5 if the dunes are triangular when they are considered along a plan parallel to the downstream direction. However, the bedload discharge coefficient is often modified to take in account the deviation of bedform shape from an idealized triangle (Gaeuman and Jacobson, 2007). Thus, it is defined as $0.5F$, where F is the shape factor, equal to the ratio between the cross-sectional area of a dune and the cross sectional area of a triangular dune with the same length and height (Wilbers and Ten Brinke, 2003; Frings and Kleinhans, 2008). The β estimated varied between 0.46 and 0.56 and were equivalent to those varying between 0.49 and 0.66 used by other authors (Van den Berg, 1987; Villard and Church, 2003; Hoekstra *et al.*, 2004; Pinto Martins *et al.*, 2009)

The dune tracking method was applied for twenty multibeam bathymetric surveys that constituted 240 profiles of 300 m in length and enabled the computation of the bedload transport rates during the floods that occurred in June and December 2010 (Fig. IV. 2).

IV.3.2.3. Bedload transport from empirical formulas

The Van Rijn (1984a, 1993; hereafter VR) and the Meyer-Peter and Müller (1948; hereafter MPM) formulas were selected for the present study because they have been found to provide accurate bedload transport estimates in large sand-gravel and large sand rivers with dunes (Kleinhans and Van Rijn, 2002; Pinto Martins *et al.*, 2009). Furthermore, the Van Rijn formula was used on the study site because it was developed for particle sizes ranging between 0.2 and 2 mm which corresponds to the D_{50} of the bed. The choice of the Meyer-Peter and Müller is based on another argument. The Meyer-Peter and Müller equation is normally restricted to 0.4- to 28.6-mm uniform sediments or mixtures in steep rivers with high rates of bedload transport (Batalla, 1997). Nevertheless, the MPM is commonly used to assess bedload transport in a wide range of fluvial systems, including numerical modelling studies in the Loire River (De Linares, 2007; Latapie, 2011). The present paper aims to the MPM is to evaluate the relevance of using MPM on the Loire River.

Moreover, these equations are one dimensional and nonlinear. Using unit (or local) hydraulic parameters as input data instead of mean cross-sectional values improves their reliability (Gomez and Church, 1989; Habersack and Laronne, 2002). Thus, it appeared to be particularly relevant to combine the formulas with the high spatial resolution data obtained with the ADP.

IV.3.2.3.a. Van Rijn Formula (VR)

The bedload transport estimated from the VR, qb_{VR} ($kg.s^{-1}.m^{-1}$), is computed as follows:

$$qb_{VR} = \rho_s 0.1 \frac{T^{1.5}}{D_*^{0.3}} [(s-1)g]^{0.5} D_{50}^{1.5} \quad (4)$$

where s is the sediment density ratio (2.65); g is the gravitational acceleration ($9.81 m.s^{-2}$); D_{50} is the median grain size of the surficial bed sediment (taken here as 1.33 mm); T is the transport stage parameter; and D_* is a scaled particle parameter. The scaled particle parameter D_* is expressed as follows:

$$D_* = D_{50} \left(\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (5)$$

where ν is the kinematic viscosity, which is equal to $1 \times 10^{-6} m^2.s^{-1}$. The transport stage parameter T , or excess shear parameter, is calculated using the following equation:

$$T = \frac{(u'_*)^2 - (u_{*cr})^2}{(u_{*cr})^2} \quad (6)$$

where u'_* is the bed shear velocity related to grains and u_{*cr} is the critical bed shear velocity according to Shields. The bed shear velocity related to grains (u'_*) is expressed as follows:

$$u'_* = \frac{\bar{u}}{5.75 \log \left(\frac{12d}{3D_{90}} \right)} \quad (7)$$

where \bar{u} is the depth-averaged flow velocity ($m.s^{-1}$); d is the water depth (m); and D_{90} is equal to 5.18 mm in this case and represents the grain size of the surficial bed sediment for which

90 % of the particles are lower in weight. The critical bed shear velocity u'_* is defined from the Shields curve (Van Rijn, 1984a) as follows:

$$20 < D_* \leq 150 \quad u_{cr} = [0.013D_*^{0.29}(s-1)gD_{50}]^{0.5} \quad (8)$$

The VR was applied for each depth-averaged velocity determined along the cross section after the ADP post-treatment to compute the unit bedload transport rates. When ADP data were not available, the VR was applied for the depth-averaged velocity obtained with a current meter. All of the unit bedload transport rates were integrated across the cross-section to obtain the total bedload transport (following the Eq 2). VR was applied to a total of thirty-nine datasets that were obtained between $239 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. IV. 2).

IV.3.2.3.b. Meyer-Peter and Müller formula (MPM)

The bedload transport according to the MPM, qb_{MPM} ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$), is expressed as follows:

$$qb_{\text{MPM}} = \rho_s 8 \sqrt{g(s-1)D_{50}^3} \left(\left(\frac{n'}{n} \right)^{\frac{3}{2}} \theta - 0.047 \right)^{\frac{3}{2}} \quad (9)$$

where s is the sediment density ratio (2.65); D_{50} is the median grain size (1.33 mm in this case); n' is the particle roughness; n is the total roughness; and θ is the dimensionless shear stress. The particle roughness (n') is defined as follows:

$$n' = D_{90}^{1/6}/26 \quad (10)$$

where D_{90} was considered to be 5.18 mm. The total roughness coefficient of Manning (n) is calculated as follows:

$$n = (S^{1/2} d^{2/3})/\bar{u} \quad (11)$$

where S is the water surface slope of the study reach ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$) calculated from echosoundings; d is the water depth (m); and \bar{u} is the depth-averaged flow velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). The dimensionless shear stress of the flow, θ , is expressed as follows:

$$\theta = \frac{dS}{D_{50}(s-1)} \quad (12)$$

The unit bedload transport rates were computed with the MPM for each vertical of each set of ADP data (or for the vertical measured with the current meter when there were no ADP data). Then, these rates were integrated to calculate the total bedload transport for the cross-section (following Eq. 2). Thirty-six assessments of the total bedload discharge were carried out for discharges varying between $239 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. IV. 2). There is less bedload discharges estimated by MPM than VR because the slope was not measured during three days.

IV.4. Results

IV.4.1. Flow velocity, grain size and dunes geometry

First, the mean flow and depth velocities, the mean bedload and bed grain sizes as well as the mean dune sizes are presented in order to characterize the hydraulical and sedimentological context during which the measurements were performed.

Mean cross sectional flow velocities vary between $0.70 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ for $268 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $1.45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ for $1940 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. IV. 4a and Tab. IV. 2). The flow velocities follow a linear trend with water discharge for measurements performed between December 2009 and December 2010. In March 2007 and March 2011, the flow velocities are higher than those observed for equivalent discharge during the other measurements.

The mean cross sectional flow depth fluctuates between 1.02 m for $268 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and 6.40 m for $1940 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. IV. 4b and Tab. IV. 2). Except the values of March 2007 which are scattered and higher, the water depths and water discharges are well correlated.

Overall, the water surface slope decreases with the rise of flow discharge (Fig. IV. 4c and Tab. IV. 2). Nevertheless, the relation between water slope and discharge is relatively scattered and is comprised between 0.00025 and $0.00035 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$. The water slope value of 0.00019 which was found for $578 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ was probably due to an error during measurements.

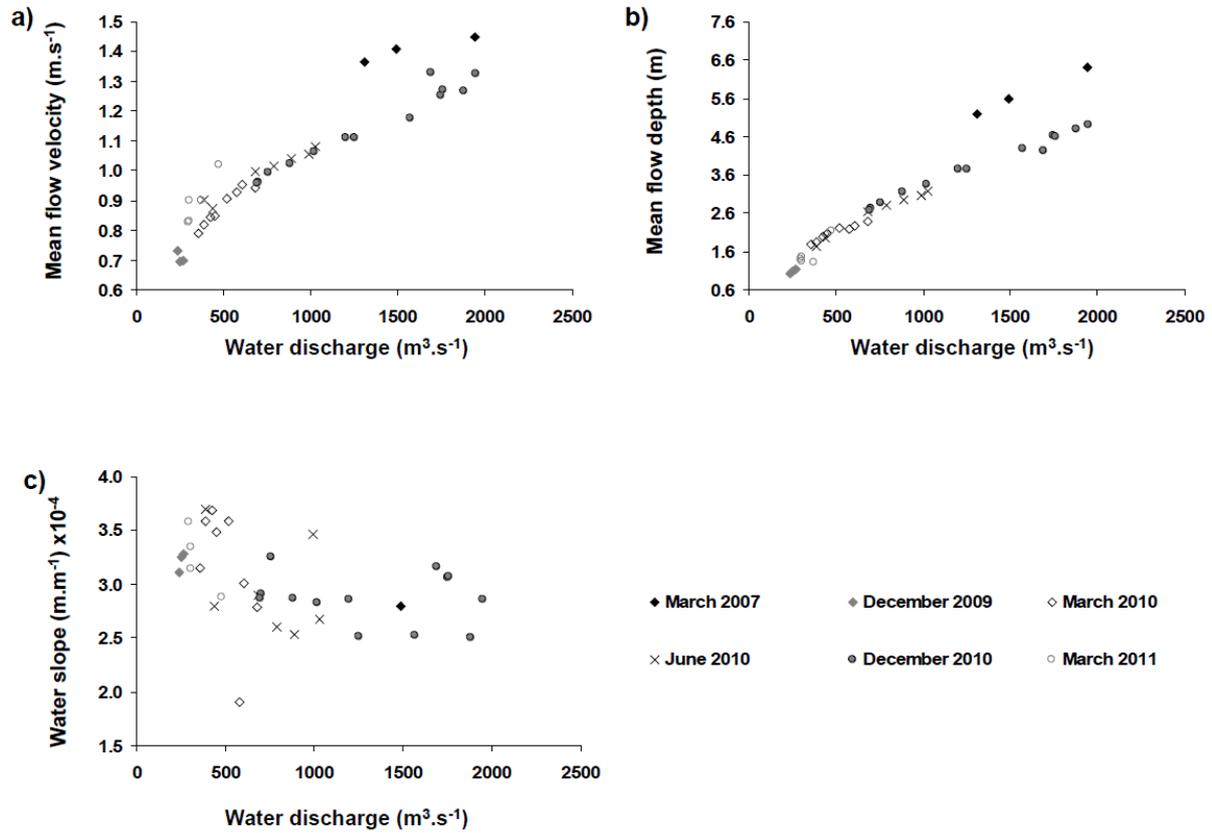


Fig. IV. 4. Mean cross sectional a) flow velocity, b) water depth and c) water surface slope as a function of water discharge.

Fig. IV. 5a shows that all the fractions of bed sediments are found in the bedload. The D_{50} of the bedload do not change significantly with the water discharge (Fig. IV. 5b and Tab. IV.2) and reaches an averaged value of 1.09 mm. (Fig. IV.5 and Tab. IV.2). The D_{50} of the bed (only measured for discharges lower than $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) is slightly higher (1.33 mm). The D_{90} of the bedload increases weakly with the flow discharge and is in mean 3.81 mm (Fig. IV.5b and Tab. IV.2). The D_{90} of the bed for flow lower than $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ is two times higher (5.18 mm). Above $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, the D_{90} of the bedload is closer (4.18 mm) to the mean D_{90} of the bed observed in march 2010.

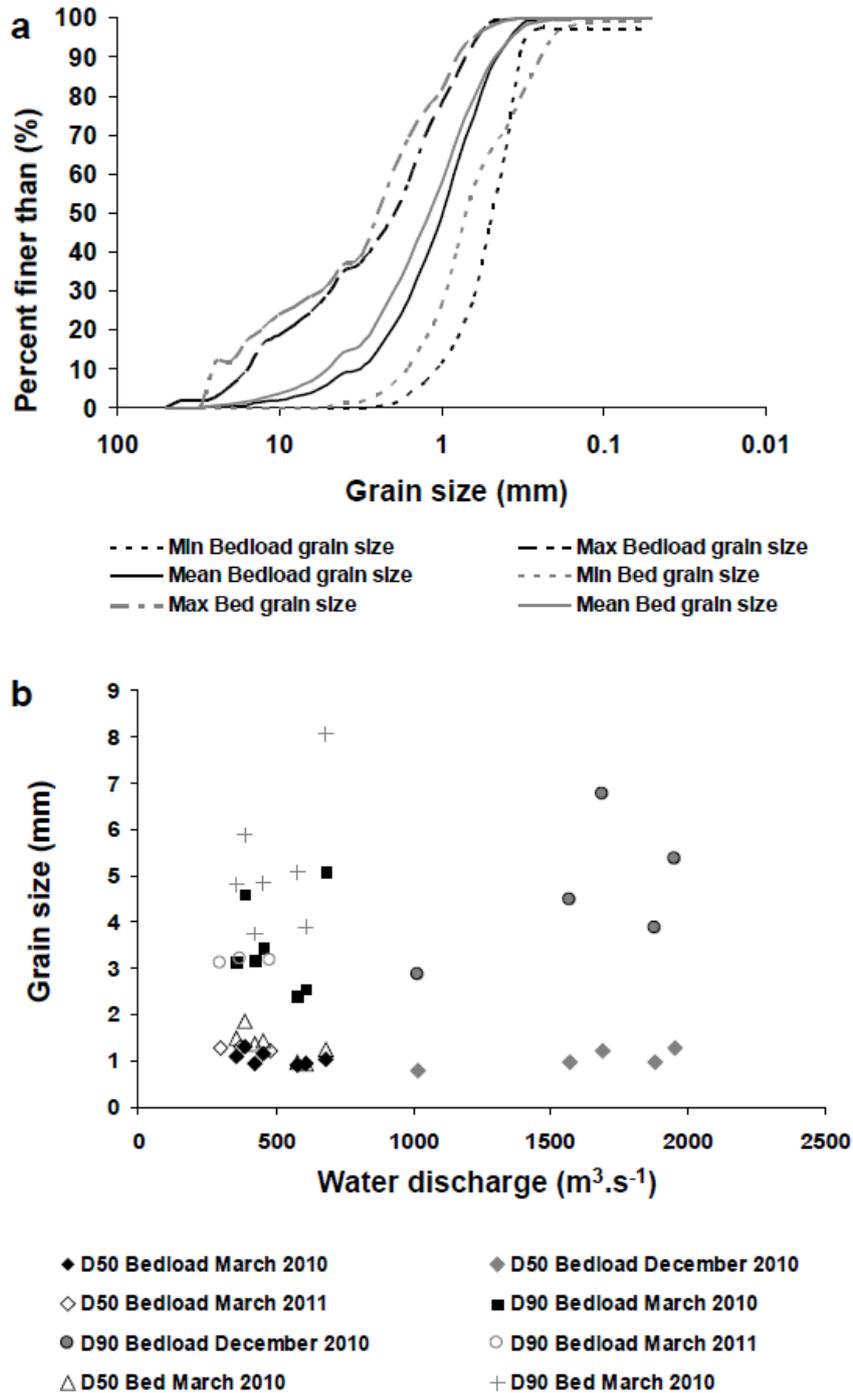


Fig. IV. 5. a) Grain size distribution of bedload and bed sediments, b) grain size diameters of bedload and bed as a function of water discharge at the study site of Bréhémont.

The mean cross sectional dune height and length evolve according to a counter clockwise hysteresis during the floods of June and December (Fig. IV. 6). The dunes are higher and longer after the peak flood than before. The dune height varies between 0.10 and

0.30 m (Fig. IV. 6). The dune length fluctuates between 4 and 6.5 m (Fig. IV. 6). The dune steepness defined as the ratio between dune height and dune length, follows a clockwise hysteresis during the floods of June and the first flood of December (Fig. IV. 6). During the second event, the steepness and the water discharge are correlated linearly. This parameter oscillates between 0.23 and 0.56. The celerity of the dunes also follows a clockwise hysteresis during the floods. The dunes migrate at a speed ranging from 0.00013 to 0.00049 m.s⁻¹ (Fig. IV. 6).

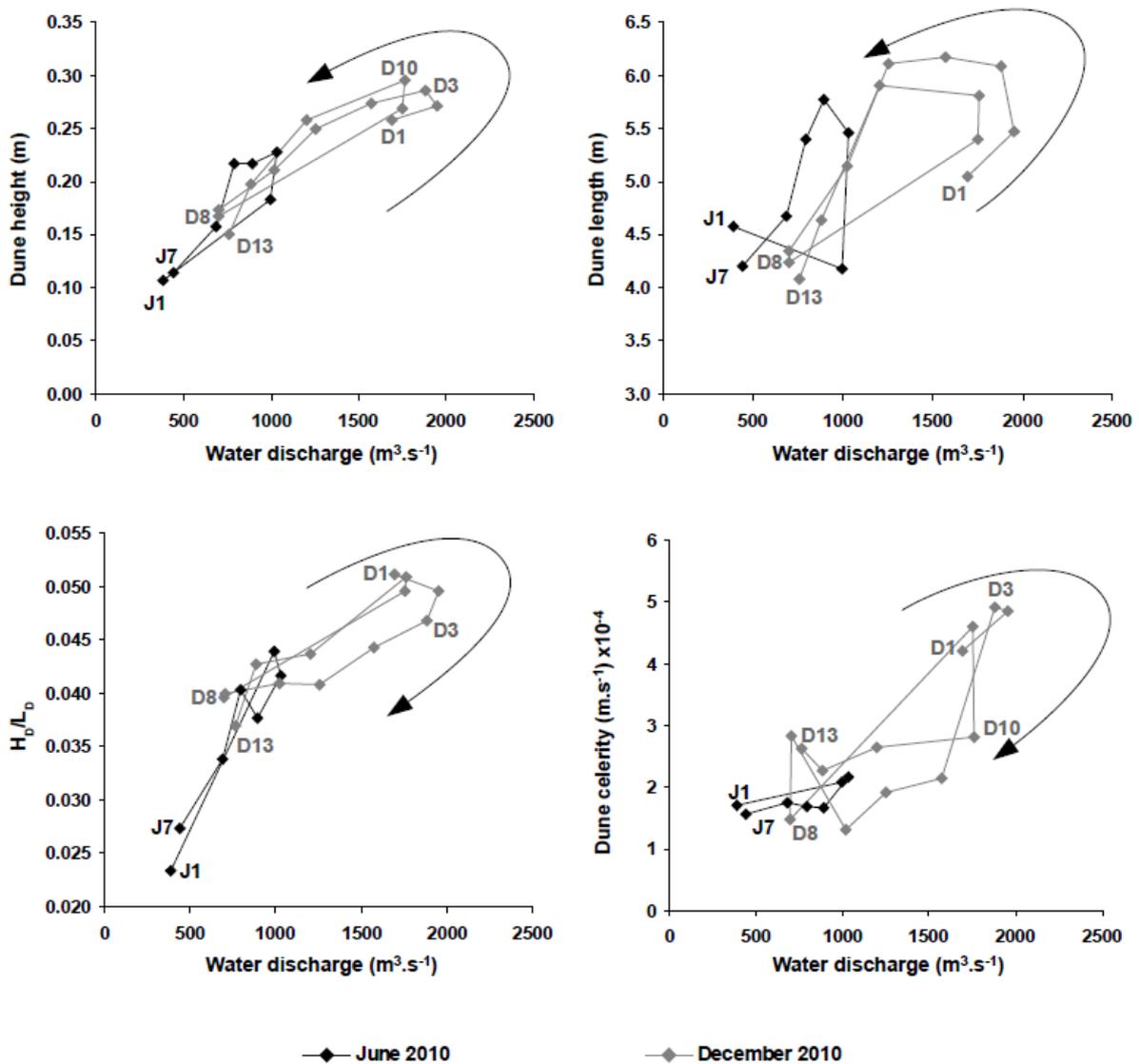


Fig. IV. 6. Mean cross sectional a) dune height, b) dune length, c) dune steepness and d) dune speed migration during the floods of June and December 2010.

Tab. IV. 2. Mean cross-sectional hydraulic parameters and grain sizes.

Date	Water discharge at Langeais ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Mean flow velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	Water depth (m)	Water slope ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$)	Strickler coefficient	Bedload D_{50} (mm)	Bedload D_{90} (mm)	Bed D_{50} (mm)	Bed D_{90} (mm)
08/03/2007 ^a	1940	1.45	6.40	**	**	**	**	**	**
09/03/2007 ^a	1490	1.41	5.60	0.00028	27	**	**	**	**
10/03/2007 ^a	1310	1.37	5.20	**	**	**	**	**	**
15/12/2009 ^a	268	0.70	1.13	0.00033	36	**	**	**	**
16/12/2009 ^a	253	0.70	1.08	0.00033	37	**	**	**	**
17/12/2009 ^a	239	0.73	1.02	0.00031	41	**	**	**	**
09/03/2010	681	0.94	2.40	0.00028	31	1.04	5.08	1.26	8.06
10/03/2010	608	0.95	2.28	0.00030	32	0.93	2.57	0.93	3.90
11/03/2010	578	0.93	2.18	0.00019 ^b	40	0.90	2.41	0.97	5.09
13/03/2010	517	0.91	2.21	0.00036	28	**	**	**	**
16/03/2010	453	0.85	2.06	0.00035	28	1.15	3.45	1.42	4.84
17/03/2010	425	0.84	1.98	0.00037	28	0.93	3.16	1.37	3.73
18/03/2010	389	0.82	1.85	0.00036	29	1.31	4.58	1.87	5.88
19/03/2010	358	0.79	1.79	0.00031	30	1.09	3.14	1.48	4.80
19/06/2010	386	0.90	1.73	0.00037 ^b	32	**	**	**	**
21/06/2010	993	1.06	3.08	0.00035	27	**	**	**	**
22/06/2010	1030	1.08	3.19	0.00027	30	**	**	**	**
23/06/2010	891	1.04	2.95	0.00025	32	**	**	**	**
24/06/2010	791	1.02	2.81	0.00026 ^b	32	**	**	**	**
25/06/2010	684	1.00	2.63	0.00029 ^b	31	**	**	**	**
28/06/2010	440	0.87	1.96	0.00028 ^b	33	**	**	**	**
10/12/2010 ^a	1690	1.33	4.23	0.00032	28	1.21	6.74	**	**
11/12/2010	1950	1.32	4.92	0.00029	27	1.28	5.36	**	**
12/12/2010	1880	1.27	4.80	0.00025	28	0.98	3.87	**	**
13/12/2010	1570	1.18	4.30	0.00025	28	0.97	4.46	**	**
14/12/2010	1250	1.11	3.74	0.00025	29	**	**	**	**
15/12/2010	1020	1.06	3.34	0.00028	28	0.80	2.85	**	**
19/12/2010	701	0.96	2.74	0.00029	29	**	**	**	**
20/12/2010	698	0.96	2.67	0.00029	29	**	**	**	**
27/12/2010	1750	1.25	4.61	0.00031	26	**	**	**	**
28/12/2010	1760	1.27	4.60	0.00031	26	**	**	**	**
30/12/2010	1200	1.11	3.73	0.00029	27	**	**	**	**
03/01/2011	882	1.02	3.14	0.00029	28	**	**	**	**
10/01/2011	760	0.99	2.88	0.00033	27	**	**	**	**
14/03/2011	307	0.83	1.44	0.00033	36	**	**	**	**
15/03/2011	298	0.83	1.38	0.00036	35	1.27	3.11	**	**
16/03/2011 ^a	306	0.90	1.35	0.00031	42	**	**	**	**
17/03/2011 ^a	374	0.90	1.30	**	**	1.30	3.20	**	**
18/03/2011 ^a	479	1.02	2.13	0.00029	36	1.21	3.16	**	**

** No data.

^a Because ADP data were not available for these dates, the hydraulic parameters were estimated from current meter measurements.

^b Water slope estimated from DGPS points.

IV.4.2. Unit bedload transport

The unit bedload transport (qb) is defined as the local bedload transport integrated on one meter and measured on the verticals of the sediment sampling measurements.

The unit bedload discharges measured with the BTMA are presented in Fig. IV. 7. The unit transport rates vary between $0.85 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$ obtained for a discharge of $578 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ and $506.7 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$ obtained for $1950 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Whatever the water discharge, the minimum transport rates measured are still lower than $25 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$. On the contrary, the maximal transport rates increase with the water discharges (Fig. IV. 7).

The temporal variability of bedload transport defined as the variability between the instantaneous transport rates (*i.e.* one sample) used to calculate one unit bedload discharge is substantial and varies between 125 % and 3.75×10^5 %. The instantaneous bedload variability is independent of the water discharge.

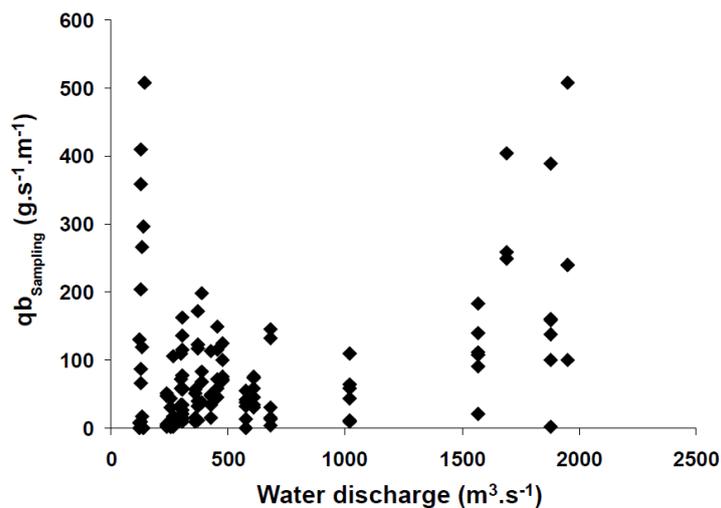


Fig. IV. 7. Unit bedload transport rates measured with samplers as a function of the water discharge.

The lateral variability of the unit transport rates is defined as the ratio between the lowest and the highest unit bedload transport rates sampled on a cross section during one day. The lateral variability of the unit transport rates across the channel is less important than the temporal variability. The lateral variability is generally lower than 20 % (Fig. IV. 8). For water discharges lower than $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, the unit bedload transports can be relatively non-uniform and with extrem values varying between 40 and 60 %.

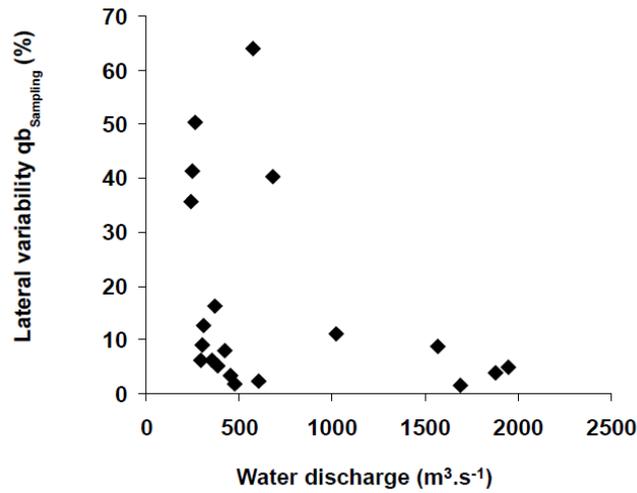


Fig. IV. 8. Lateral variability of the unit bedload transport rates measured with sampler as a function of the water discharge.

The unit bedload discharges predicted by the DTM, VR and MPM are presented in Fig. IV.9. The bedload transport rates computed by these three methods also increase with the water discharge. The estimations and the spatial variability of the unit bedload discharges are larger with the two equations than with the dune tracking method (DTM). The highest transport rates predicted by the DTM, the Van Rijn formula (VR) and the Meyer-Peter and Müller equation reach 168, 344 and 329 $\text{g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$, respectively.

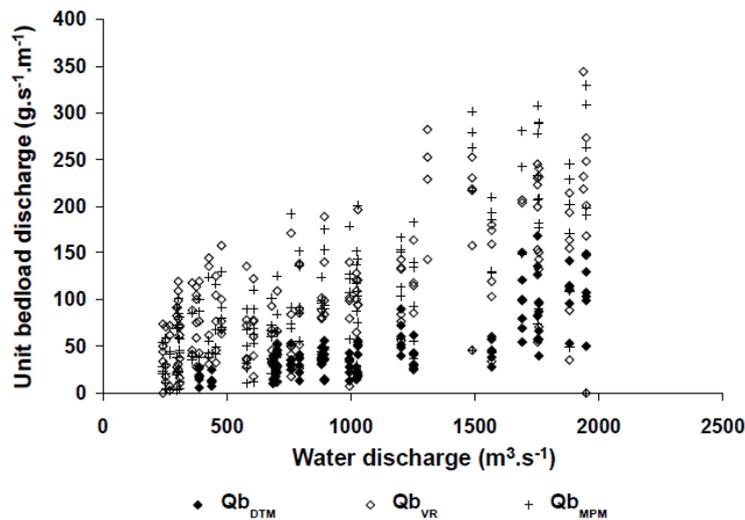


Fig. IV. 9. Unit bedload discharges estimated by a) dune tracking method, b) Van Rijn and c) Meyer-Peter and Müller formulas.

IV.4.3. Total bedload transport

The total bedload transport corresponds to the mass or the volume of bedload which passes through a cross section during a defined time interval.

The Fig. IV. 10 and Tab. IV. 3 shows that all the total bedload transport rates increases with the water discharge (whatever the method of estimation used). However, the solid fluxes are more scattered for discharges higher than $1200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ with the sediment sampling measurements and the Van Rijn equation. The total bedload transport rates measured with samplers vary between 5 and $87.6 \text{ kg}.\text{s}^{-1}$. The maximal and minimal rates predicted by VR are of the same order of magnitude. The lower and higher sediment transport rates estimated by MPM are 4.9 and $63.7 \text{ kg}.\text{s}^{-1}$, respectively. The bedload discharges predicted by DTM are generally lower than the other estimation and vary between 4.4 and $32.3 \text{ kg}.\text{s}^{-1}$.

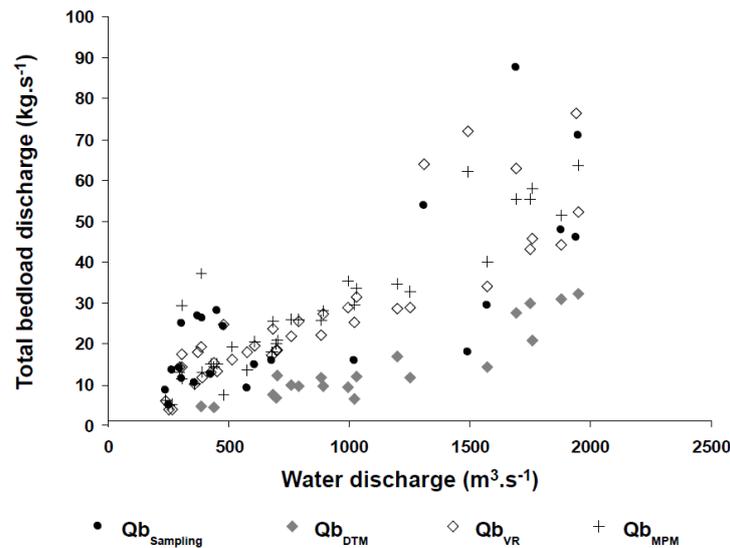


Fig. IV. 10. Total bedload transport rates estimated from sediment sampling (Qb_{Sampling}), dune tracking method (Qb_{DTM}), Van Rijn (Qb_{VR}) and Meyer-Peter and Müller formulas (Qb_{MPM}).

Tab. IV. 3. Total bedload discharges estimated from sediment sampling, dune tracking method, Van Rijn and Meyer-Peter and Müller formulas.

Date	Water discharge at Langeais ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	$Q_{b\text{Sampling}}$ ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$)	$Q_{b\text{DTM}}$ ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$)	$Q_{b\text{Vr}}$ ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$)	$Q_{b\text{MPM}}$ ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$)
08/03/2007	1940	45.9	**	89.8	**
09/03/2007	1490	18.0	**	84.4	62.0
10/03/2007	1310	53.7	**	75.0	**
15/12/2009	268	13.6	**	5.0	5.1
16/12/2009	253	5.0	**	5.1	4.9
17/12/2009	239	8.7	**	7.4	6.1
09/03/2010	681	16.0	**	17.2	18.0
10/03/2010	608	14.9	**	19.5	20.5
11/03/2010	578	9.1	**	17.9	13.4
13/03/2010	517	**	**	16.2	19.2
16/03/2010	453	28.0	**	13.2	15.1
17/03/2010	425	12.4	**	12.9	15.0
18/03/2010	389	26.3	**	11.6	13.0
19/03/2010	358	10.3	**	10.1	10.1
19/06/2010	386	**	4.7	19.2	37.2
21/06/2010	993	**	9.3	28.8	35.3
22/06/2010	1030	**	12.0	31.3	33.6
23/06/2010	891	**	9.6	27.3	28.1
24/06/2010	791	**	9.5	25.5	25.9
25/06/2010	684	**	7.5	23.6	25.3
28/06/2010	440	**	4.4	15.3	14.2
10/12/2010	1690	87.6	27.5	73.7	55.2
11/12/2010	1950	71.0	32.2	52.3	63.7
12/12/2010	1880	47.7	30.8	44.1	51.5
13/12/2010	1570	29.3	14.4	34.1	40.0
14/12/2010	1250	**	11.8	28.9	32.8
15/12/2010	1020	15.7	6.5	25.3	29.5
19/12/2010	701	**	12.2	18.5	20.9
20/12/2010	698	**	6.8	18.4	20.1
27/12/2010	1750	**	29.9	43.2	55.3
28/12/2010	1760	**	20.7	45.8	57.9
30/12/2010	1200	**	16.8	28.5	34.7
03/01/2011	882	**	11.8	22.1	25.8
10/01/2011	760	**	10.0	21.7	25.9
14/03/2011	307	25.1	**	14.2	11.5
15/03/2011	298	14.0	**	14.2	13.1
16/03/2011	306	11.3	**	20.5	29.4
17/03/2011	374	26.7	**	21.2	**
18/03/2011	479	24.2	**	29.3	7.5

** No data.

IV.5. Comparison of the methods of estimation of the bedload transport

The objective in the following section is to check if the sediment sampling, the DTM and the VR and MPM equations provide, on the study site, comparable estimates of bedload transport rates, independently of their respective accuracy. To compare different methods, it is generally necessary to use a “reference”. Notwithstanding the relative inaccuracy of sediment discharges measured directly on the field, these types of data are often taken as “reference” in studies comparing ways to obtain sediment transport rates (Andrews, 1981; Batalla, 1997; Habersack and Laronne, 2002; Barry *et al.*, 2008; Recking, 2010). In other investigations, when bedload sampling data are not available, the DTM is used as “reference” (Van den Berg, 1987; Pinto Martins *et al.*, 2009). As the bedload sampling offers a larger number of comparisons than the DTM and despite its relative inaccuracy, we chose the bedload directly collected on the field as “references”. Thus, we are going to examine if the predictions of the indirect methods (DTM and equations) are comparable to those sampled.

IV.5.1. Comparison of unit bedload transport

The difference between the bedload discharges computed using the tested methods and those measured from the samplers is expressed in terms of a discrepancy ratio defined as follows:

$$r = qb_1 / qb_{\text{Sampling}} \quad (13)$$

where qb_1 is the bedload transport estimated with an indirect method and qb_{Sampling} is the transport estimated using bedload measurements. Several authors consider the two methods to give comparable sediment transport rates when the discrepancy ratio is between 0.5 and 2 (Andrews, 1981; Van Rijn, 1984a; Van den Berg, 1987; Gomez and Church, 1989; Batalla, 1997; Habersack and Laronne, 2002). This ratio can be plotted as a function of the transport stage (Eq. 6), which represents the dimensionless excess shear velocity (Fig. IV. 11). This representation shows 1) the relatively good internal consistency of the assessments obtained from the various calculation methods for the bedload and 2) the range of hydraulic conditions for which they are valid. In this study, a transport stage of 2, 3, 4 and 5 are respectively

equivalent to a water discharge of, 500, 1000, 1600 and 2200 m³.s⁻¹. Linear regression analyses were performed to examine the statistical relationships between the bedload transport determined from bedload measurements and the other methods (Tab. IV. 4).

Tab. IV. 4 Coefficients of determination between estimated unit bedload transports

Methods	Linear regression equation	R ²	p	N
qb _{Sampling} vs qb _{DTM}	qb _{DTM} = 0.20 qb _{Sampling} + 37.6	0.41	< 0.001	25
qb _{Sampling} vs qb _{VR}	qb _{VR} = 0.41 qb _{Sampling} + 61.9	0.31	< 0.0001	116
qb _{Sampling} vs qb _{MPM}	qb _{MPM} = 0.48 qb _{Sampling} + 58.3	0.30	< 0.0001	102

The bedload transports come from BTMA measurements (qb_{Sampling}), from dune tracking (qb_{DTM}), from the Van Rijn formula (qb_{VR}) and from the Meyer-Peter and Müller formula (qb_{MPM}).

R² is the coefficient of determination.

p is the probability that the result could arise by chance.

N corresponds to the number of observations.

The coefficients of determination are relatively low for most of the linear regressions (Tab. IV. 4). The best coefficient of determination (0.41) is reached when comparing the unit bedload measured with samplers (qb_{sampling}) and the unit sediment transport predicted by the DTM (qb_{DTM}). Nevertheless, in Fig. IV. 11a, it can be seen that only 32 % of the discrepancy ratios between qb_{DTM} and qb_{sampling} are between 0.5 and 2. The transport rates predicted by DTM are generally lower than bedload sampled.

The coefficients of determination between qb_{sampling} and qb_{VR} or qb_{MPM} are relatively low (*ca.* 0.30, Tab. IV. 4). The discrepancy ratio between the unit sediment transports predicted by both VR and MPM and the unit bedload discharges observed (by BTMA) fluctuates 50 % of time between 0.5 and 2 (Fig. IV. 11b and 11c). For all of the transport stages, bedload transport rates predicted by the equations are often higher than the fluxes measured by the samplers. The equations only provide lower fluxes for transport stages lower than 3 (1000 m³.s⁻¹). If only the transport stages higher than 3 are considered, the portion of discrepancy ratio contained in the confidence belt [0.5 – 2] increases to 65 % for VR and 64 % for MPM. Therefore, according to Fig. IV. 11, the direct bedload sampling and the empirical equations tested provide less sensitive estimates near the threshold of motion of grains, *i.e.* for transport stages lower than 3 (Kleinhans and Van Rijn, 2002). For high

transport stages, in a large-sand gravel bed river, both the BTMA measurements and the formulas are able to describe the spatial variability of the unit bedload transport.

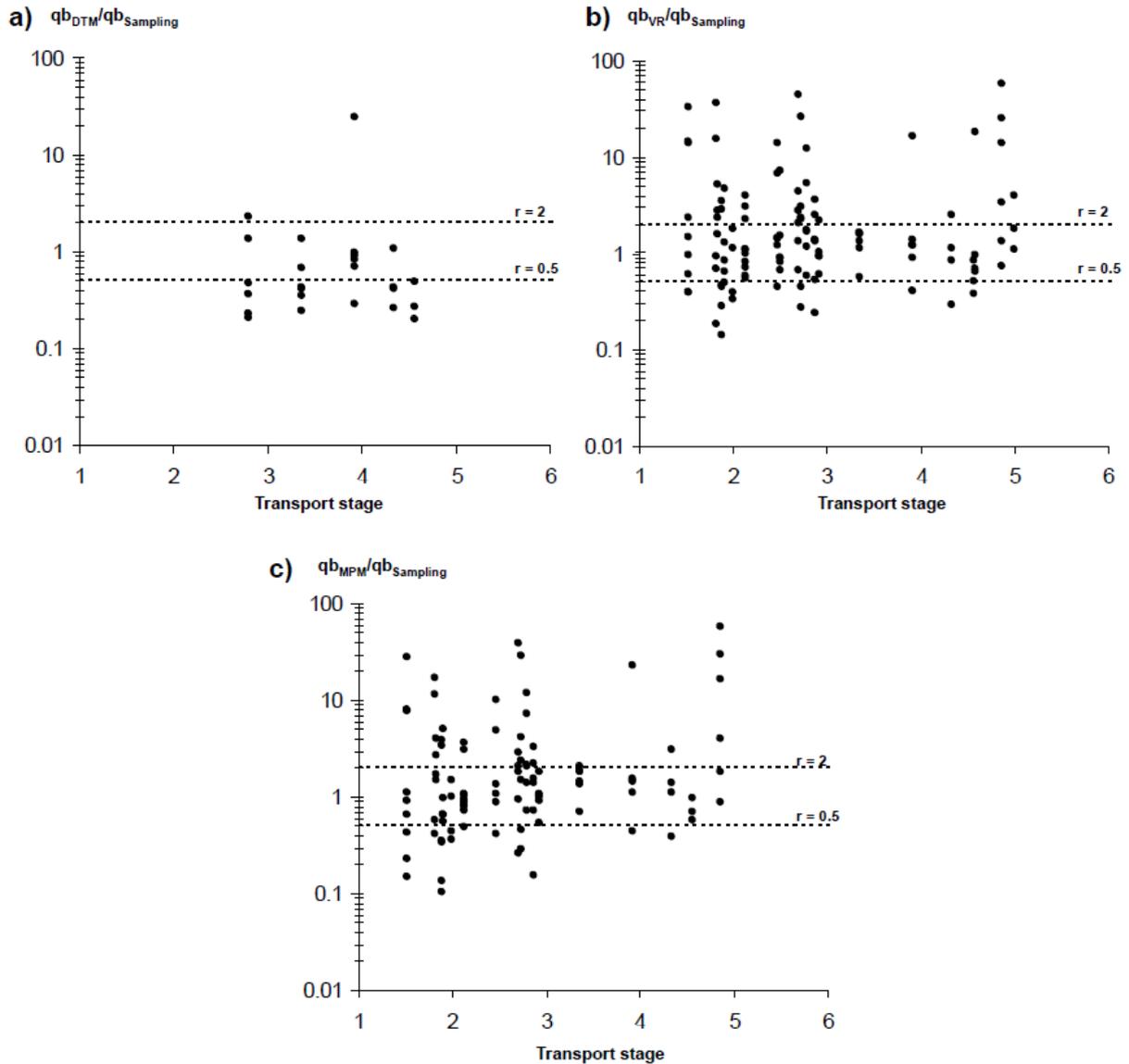


Fig. IV. 11. Discrepancy ratios of the estimated unit bedload transport rates as a function of the transport stage, a) for the dune tracking method, b) for the Van Rijn formula and c) for the Meyer-Peter and Müller formula.

The ordinate axis is displayed in a logarithmic scale.

IV.5.2. Comparison of total bedload transport

IV.5.2.1. Assessment of the total bedload transport rates

The comparison of total bedload discharges estimated from sediment sampling and DTM cannot be deeply investigated in this section due to the limited number of simultaneous observations between these two types of measurements. Thus, the comparisons focus mainly on the estimates given by equations and sediment transport measurement.

The results shown in Tab. IV. 5 indicate that the regressions between the estimates of total bedload transport by sediment sampling and the equations are more statistically significant. The values of the coefficients of determination are 0.49 and 0.51 for VR and MPM, respectively. The correlations between the total bedload transport rates are stronger than those calculated for the unit discharges (Tab. IV. 4). This can be explained by the lower spatial variability of the bedload compared to its temporal variability (Fig. IV. 7 and 8). In other words, the relative error of the total sediment transport (over a cross-section) is less than the relative error of unit transport rates measured at a vertical (McLean *et al.*, 1999).

Tab. IV. 5 Coefficients of determination between estimated total bedload transports

Methods	Linear regression equation	R ²	p	N
Qb _{Sampling} vs Qb _{VR}	Qb _{VR} = 0.87 Qb _{Sampling} + 7.03	0.49	< 0.0005	23
Qb _{Sampling} vs Qb _{MPM}	Qb _{MPM} = 0.65 Qb _{Sampling} + 8.26	0.51	< 0.0005	20

The bedload transports come from BTMA measurements (Qb_{Sampling}), from the Van Rijn formula (Qb_{VR}) and from the Meyer-Peter and Müller formula (Qb_{MPM}).

R² is the coefficient of determination.

p is the probability that the result could arise by chance.

N corresponds to the number of observations.

The consistency of the assessment of sediment discharges between two methods is expressed in terms of a discrepancy ratio (Eq. 13), as defined above, and plotted as a function of the transport stage (Fig. IV. 12).

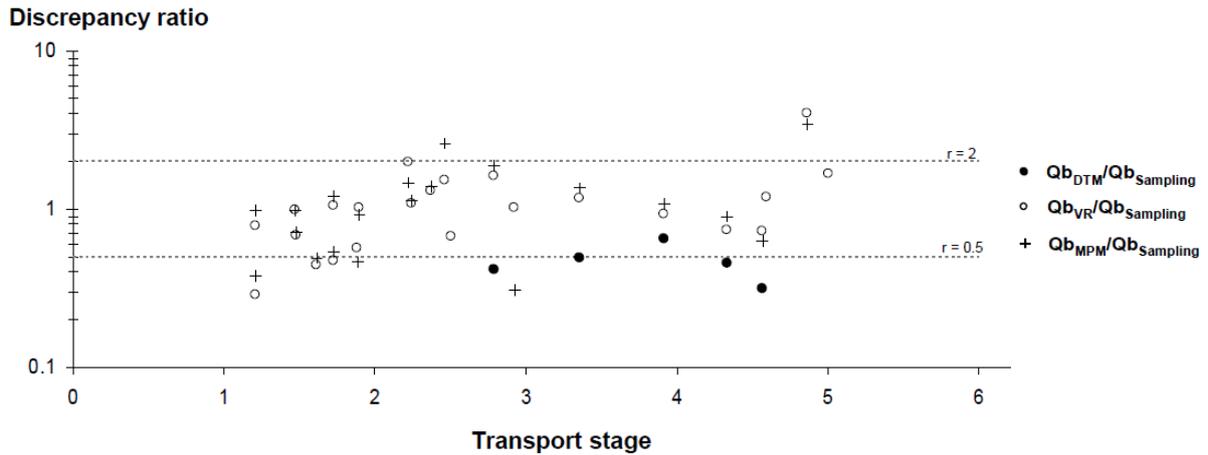


Fig. IV. 12. Discrepancy ratios of estimated total bedload transport rates as a function of the transport stage: comparison of the dune tracking method, the Van Rijn formula and the Meyer-Peter and Müller formula with bedload sampling. The ordinate axis is displayed in a logarithmic scale.

The discrepancy ratio between the transport rates predicted by the VR equation and the measured bedload transport is included in the confidence belt [0.5 – 2] 83 % of the time, while this occurs 70 % of time for the MPM (Fig. IV. 12). For transport stages greater than 2 ($500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), the portions of the discrepancy ratio contained in the confident belt [0.5 – 2] increase to 93 % and 73 % for the VR and the MPM, respectively. The coefficients of determination between the bedload discharges measured with samplers and those estimated using the equations are very close (Tab. IV. 5). The bedload measurements and the VR and MPM formulas provide comparable estimates of the bedload transport, especially for transport stages greater than 2 ($500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). The few paired observations between the discharges estimated from the DTM and those observed from bedload measurements show that the estimates of DTM are significantly lower (Fig. IV. 12).

The ability of equations to predict bedloads is not restricted to hydraulic conditions and can be extended to the evolution of dune sizes and, more precisely, to dune-related roughness, which is simplified herein using the ratio of H_D/L_D , where H_D is the dune height and L_D is the dune length. In Fig. IV. 13, the relationship of the consistency between formulas and bedload measurements and the H_D/L_D ratio can be seen clearly (even if there is few data). For high dune-related roughnesses (or high H_D/L_D ratios), the bedload rates given by equations are lower than bedload transport rates measured with the sampler. The opposite is

true for low dune-related roughnesses. These results show that dune roughness affects the assessment of the indirect methods tested.

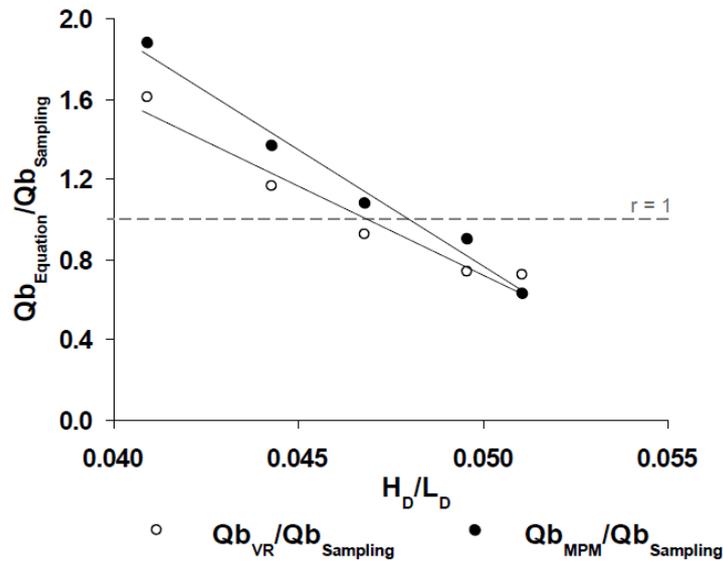


Fig. IV. 13. Ratio between the estimates of the formulas and bedload measurements as a function of the ratio of H_D/L_D . The black points represent the estimates of Van Rijn and the white points the estimates of Meyer-Peter and Müller. The dotted line indicates a ratio of 1. The black lines represent the linear regression.

IV.5.2.2. Assessment of the temporal variation in the total bedload discharges

The capacity of the methods to estimate the temporal variability of bedload sediment transport during hydrological events as a function of water discharge is shown in Fig. IV. 14.

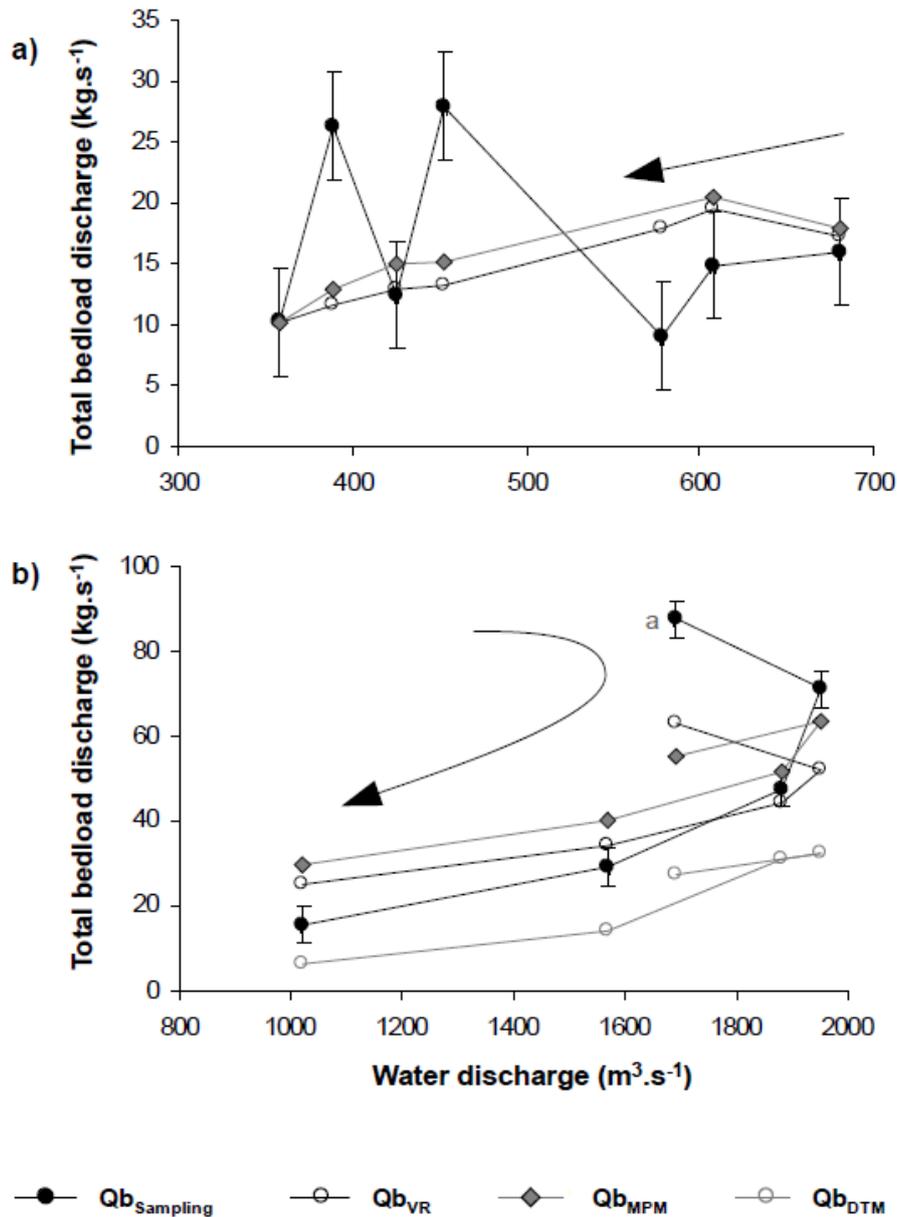


Fig. IV. 14. Evolution of the total bedload measured with samplers and estimated by the Van Rijn formula, the Meyer-Peter and Müller formula and the dune tracking method as a function of water discharge: a) during medium flows in March 2010 and b) during high flows in December 2010.

^a Computation of the sediment discharge by the Van Rijn formula at 1650 m³.s⁻¹ was performed with the current meter data from the bedload measurements and not with the ADP data.

The interval of uncertainty for the total bedload measured with the BTMA was computed as the standard deviation of the gauged bedload divided by the square root of the number of measurements.

The arrow indicates the temporal evolution of water discharges.

During the falling limb of the flood in March 2010, the bedload transport observed using BTMA shows large temporal variability (Fig. IV. 14a). These fluctuations can partly be attributed to measurement errors or at least to their lack of representativeness. Nevertheless, the magnitude of the uncertainties (Fig. IV. 14) indicates that these variations should not only

be attributed to measurement errors. Similar findings of high temporal variability of bedload discharges have previously been reported by several authors and attributed in sandy rivers to the migration of bedforms with higher sediment transport rates sampled on the stoss side of dunes and lower sediment transports measured on the lee side (Carey, 1985; Hubbell, 1987; Gomez *et al.*, 1989; Gomez and Church, 1990). The VR and the MPM are not able to predict these “erratic” variations.

During the flood of December 2010 (Fig. IV. 14b), even though there are no measurements at the beginning of the event, the bedload measured with the BTMA can be seen to have exhibited a clockwise hysteresis during this 2 years flood. In Fig. IV. 14b, it can be seen that the DTM, the VR and the MPM predict this hysteresis but underestimate its magnitude. This means that the three indirect methods tested compute sediment discharges comparable to those sampled after the flood peak. However, the rates predicted are lower before the peak. This misestimation is particularly true for the DTM. Our results suggest that the temporal variability of the bedload at high flows can be described to a certain degree by the Van Rijn (1984a, 1993) and the Meyer-Peter and Müller (1948) equations as well as, to a lesser extent, the DTM.

IV.5.3. Sensitivity analysis

A sensitivity analysis was performed to assess the influence of grain size diameters, depth averaged velocity, water depth and water slope (only for MPM) on the results of the bedload predictors (Tab. IV. 6). Both equations are mainly sensitive to the estimation of flow velocities. Thus, an error with a factor of two for the estimate of this parameter multiplies the result from the calculation of bedload transport rates by 28.8 for the VR and by 7.50 for the MPM.

Tab. IV. 6 Sensitivity analysis illustrating the influence of hydrodynamic and sedimentological features on bedload transport rates.

		x 0,5	x 0,8	x 1,25	x 2
Van Rijn	D₅₀	2.7	1.4	0.6	0.1
	D₉₀	0.6	0.9	1.2	1.6
	\bar{u}	9×10^{-5}	0.3	3.2	28.8
	d	1.6	1.2	0.9	0.6
Meyer	D₅₀	1.4	1.2	0.8	0.3
	D₉₀	0.7	0.9	1.1	1.5
Peter and Müller	\bar{u}	6×10^{-6}	0.4	2.1	7.5
	d	1.0	1.0	1.0	1.0
	J	0.7	0.9	1.1	1.5

Values > 1 indicate a higher bedload transport rate than the reference rate and vice versa

The sensitivity analysis also shows that the models are less sensitive to the D_{50} of the bed (Van Rijn, 2007) and that there is an inverse relationship between transport rates and the value of the D_{50} .

Furthermore, based on the field surveys, at low flows, the largest grain size of the bedload (both for the D_{50} and the D_{90}) corresponds to the greatest total bedload discharges (Fig. IV. 15a and 15c). This trend agrees with the results of Einstein (1937). At high flows (Fig. IV. 15b and d), the values of the D_{50} and the D_{90} follow a clockwise hysteresis during the flood, probably because of a vertical fining and sorting of the sediment in dunes (Kleinhans *et al.*, 2007). In fact, a winnowing occurs at the lee side of dunes, preferentially enhancing the migration of fine particles toward the downstream end of the dune. Hence, coarser sediments are mainly located in dune troughs, while finer sediments are concentrated in the higher parts of dunes (Kleinhans, 2001). With the decrease of the flow during the falling limb of the flood, the coarser sediments in troughs become immobile, and only the finer particles contribute to the bedload transport, reducing the mean grain size of the particles transported. Comparisons of the evolution of the total sampled bedload transport at low and high flows with both the D_{50} and the D_{90} of bedload indicate that they follow the same temporal evolution. The grain sizes of the bedload and probably those of the bed evolve with the sediment transport rates, so a misestimating or fixe values of the grain size parameters can

affect the reliability of the equations. Nevertheless, the error on the D_{50} and D_{90} does not affect the bedload estimates significantly because the sensitivity of the predictors to the grain size is small compared to the sensitivity to flow velocities (Tab. IV. 6).

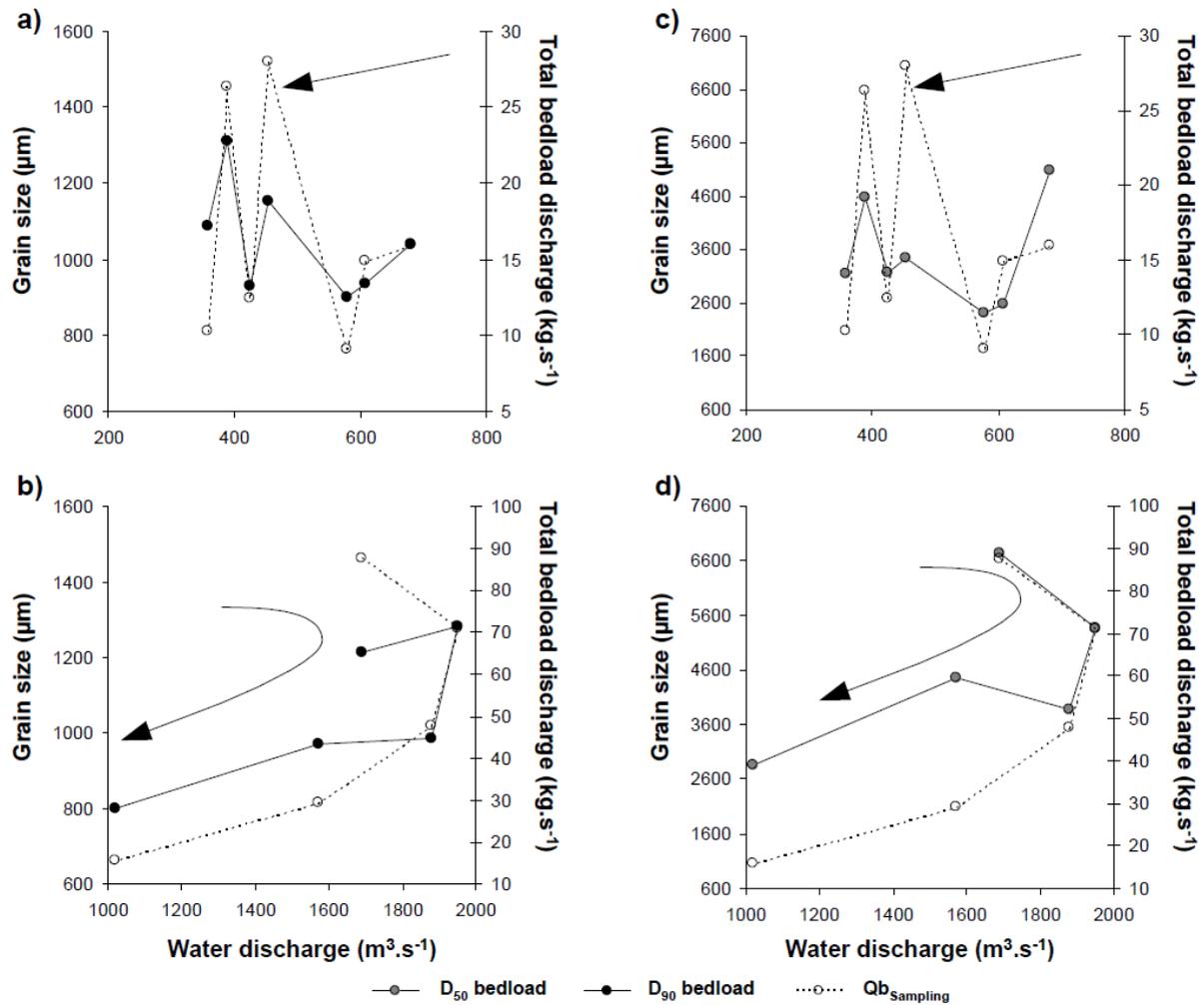


Fig. IV. 15. Variations in grain sizes and bedload discharges as a function of water discharge: a) D_{50} during medium flows in March 2010, b) D_{50} during high flows in December 2010, c) D_{90} during medium flows in March 2010 and d) D_{90} during high flows in December 2010. The arrow indicates the temporal evolution of water discharges.

IV.5.4. Estimation of annual bedload discharge

Rating curves between sediment and water discharges are commonly implemented (Kostaschuk *et al.*, 1989; Batalla, 1997; McLean *et al.*, 1999; Villard and Church, 2003; Vericat and Batalla, 2005, 2006) to quantify the amount of sediment transport for various time periods.

In this study, a rating curve (Fig. IV. 16) was defined from the total bedload transport available from twenty-three bedload measurements and sixteen bedload discharges computed with the VR for days when sediment sampling results were not available (as the VR can correctly predict the total bedload transport):

$$Q_{b_{\text{Bedload}}} = 0.23Q^{0.70} \quad R^2 = 0.59 \quad (14)$$

where Q is the water discharge in $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $Q_{b_{\text{bedload}}}$ is the bedload discharge in $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$.

From this rating curve, an annual sediment discharge was inferred: over the year 2010, the total bedload transport reached 480 000 t in the middle reaches of the Loire River. These estimates are almost two times higher than previous assessment of the bedload transport of the Loire River. As they found that bedload represented, in mass, 33 % of the suspended load, Berthois and Morize (1960) deduced from annual measurements of suspended load that the annual bedload discharge varied between 384 100 t in 1958 and 159 184 t in 1959. Then, from monitoring of radioactive tracer submerged in the bedload layer during floods, Berthois (1971) assessed the mean annual bedload transport between 1953 and 1968 to 246 563 t.

The annual bedload discharge of the Loire river (deduced from Eq. 14) is equivalent to those estimated on the Danube in Vienna and on the Missouri and higher than those assessed on the other rivers presented in Tab. IV. 7.

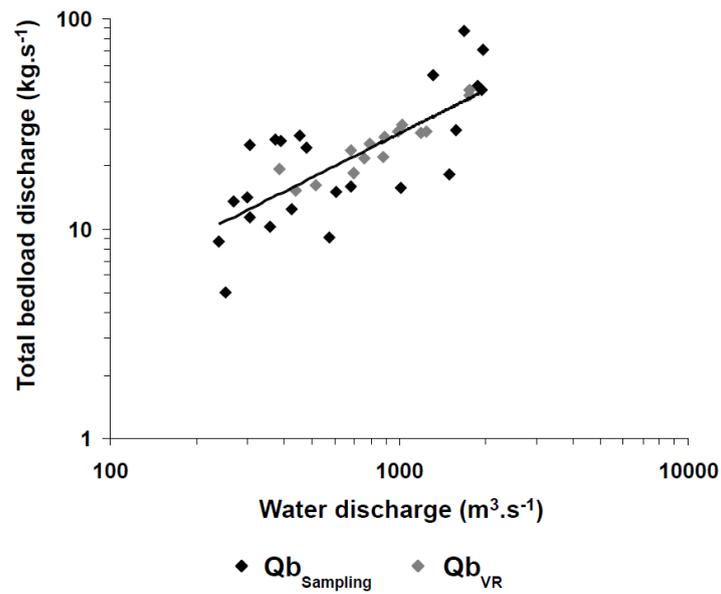


Fig. IV. 16. Rating curve between water discharge and bedload transport estimated from sampling measurements and Van Rijn Equation.

Tab. IV. 7. Exemple of annual bedload discharges ($t.km^{-2}.y^{-1}$) of some large rivers (from Bravard and Petit, 1997, modified)

River	Annual bedload ($t.km^{-2}.y^{-1}$)
Danube (Vienna)	9 - 10
Danube (Budapest)	0.2 - 1
Loire (Bréhémont)	9*
Missouri	10
Rhine (border with Netherlands)	2 - 4
Seine (Paris)	0.1×10^{-3}
Zaïre	2

* value extracted from this study.

IV.6. Discussion

IV.6.1. Bedload transport assessment using indirect methods

The unit bedload discharges estimated by VR and MPM are lower than the bedload transport rates measured with sampler for transport stages lower than 3 (Fig. IV. 11). This observation is also true for total bedload discharges for transport stages lower than 2 (Fig. IV. 12). At low flows, very large samples can be explained by the fact that the sampler was placed close to the slip face of the dunes. In fact, dunes are more prone to avalanche at low flows. Furthermore, near the threshold of motion in sand-gravel bed rivers, the sediment can be sorted, with the sand fraction being transported and the gravel fraction remaining immobile. The large immobile particles increase near-bed turbulence and, by extension, enhance the motion of finer sediments (Kleinhans and Van Rijn, 2002). The deterministic formulas of VR and the MPM do not consider these processes, which occur at low flow conditions. Thus, the equations do not correctly estimate the transport capacity of the river, and consequently, they are unable to accurately compute the bedload transport. Above a transport stage of 2 – 3, the unit and total bedload transport rates assessed by sediment sampling and the formulas are relatively consistent. This is coherent with the findings of Van den Berg (1987), who analysed the accuracy of the VR formula for several rivers with a wide range of bed materials, bedform dimensions and hydraulic conditions.

In this study, between the two formulas, the VR predicts total bedload discharges comparable with the bedload discharges sampled. This result is in agreement with the findings of Pinto Martins *et al.* (2009) for the Paranà River, which is another large sand-bed river.

The equations are unable to predict the temporal variation of the total bedload transport at low – medium flows (Fig. IV. 14a) but can describe a dampened hysteresis of the bedload during floods (Fig. IV. 14b). The sensitivity analysis shows that the depth-averaged water velocity significantly affects the estimates given by the equations. Therefore, the daily variations of total bedload transport observed using bedload measurements can be predicted by equations only if the flow velocities follow an identical daily variation pattern. At low flows, this was not observed (Fig. IV. 14 and 17). During the flood of December 2010, the water velocities followed an attenuated clockwise hysteresis (Fig. IV. 17). Thus, the use of these flow velocities in the formulas allows a rough description of bedload hysteresis.

Nevertheless, the flow velocities before the flood peak are not sufficiently high to use the equations to estimate bedload discharges of the same order of magnitude as those sampled. Therefore, depth-averaged flow velocities are not sufficient to attest the daily temporal variations of bedload transport measured with the samplers. To improve the quality of results obtained using the equations, some supplementary processes such as sediment sorting and dunes development (Kleinhans *et al.*, 2007) should be considered.

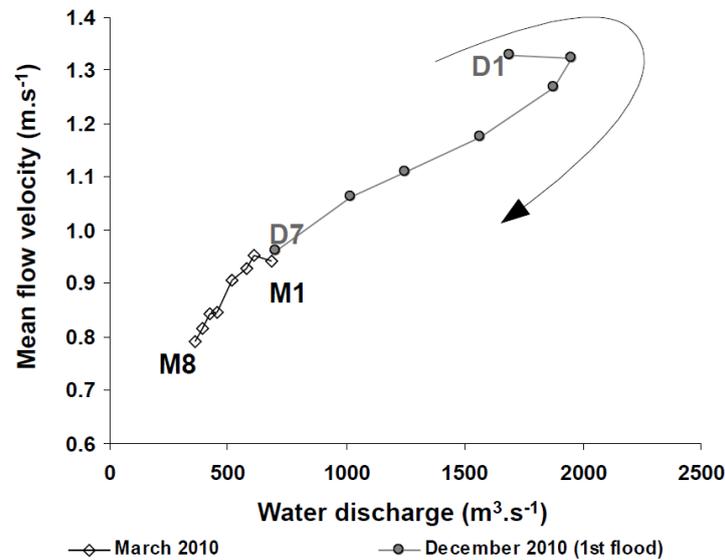


Fig. IV. 17. Evolution of flow velocities during the measurements of March 2010 and the first flood of December 2010.

The sediment sorting and the near-bed turbulence effect on sediment transport associated with large immobile grains have been considered previously in some equations for estimating bedloads (Einstein, 1937; Kalinske, 1947; Bridge and Bennett, 1992; Van Rijn, 1993), but not in the VR or the MPM. To improve the accuracy of the two tested formulas near the threshold of motion, Kleinhans and Van Rijn (2002) implemented a probability distribution for bed-shear stress to incorporate near-bed flow turbulence into the models and applied the modified equations for each size fraction of the bedload transport. Thus, with this approach the sediment sorting can be to some extent taken into account in the bedload transport computations.

During the flood of December 2010, the grain size decreases during the falling limb of the flood (Fig. IV. 15). In addition, after the flood peak, the H_D/L_D ratio (and, thus, the

bedform roughness) also decreases and limits the development of turbulence in the water column, increasing the amount of total shear stress available for bedload transport. Theoretically, this process, combined with the fining of the sediments of the bed, should definitively increase bedload fluxes and cause a counterclockwise hysteresis in bedload transport. However, this was not the case, as the total bedload transport followed a clockwise hysteresis pattern during the flood (Fig. IV. 14). This could be explained by a large decline in dune roughness accompanied by a significant decrease in total shear stress τ (or the product of water depth d and water slope S according to $\tau = \rho g d S$; Fig. IV. 18). The amount of energy available for transporting sediment became too insufficient to increase the bedload transport (even if the grain size of the bed particles was finer). This counterintuitive relationship was previously observed in some branches of the Rhine River by Frings and Kleinhans (2008).

Furthermore, the relation between the ratio $Q_{bVR}/Q_{bSampling}$ or $Q_{bMPM}/Q_{bSampling}$ and the H_D/L_D of the dunes (Fig. IV. 13) shows that for high H_D/L_D , the bedload discharges estimated by equations are lower than those sampled, and vice versa. The data presented in Fig. IV. 13 were obtained during the flood of December 2010. Thus the bedload discharges predicted by the equations are lower than the sediment transport collected by the sampler close to the peak discharge, and higher at the end of the falling limb of the flood (Fig. IV. 14). To put it another way, the decrease of the estimates of the equations is slower than the decrease of the bedload sampled. These two different responses of the bedload transport rates to the falling limb of the flood can be attributed to the fact that the equations consider mainly the flow characteristics and not the relation between the H_D/L_D and the product dS mentioned above.

Therefore, to enable the VR and the MPM to predict the mechanisms of hysteresis, the relation between the variations of the dune roughness (or at least the H_D/L_D ratio) and the flow characteristics, should be taken into account. Obviously, in order to improve the predictions of bedload processes by the VR and the MPM the number of input parameters (*i.e.* grain sizes of the bed and dune roughness) should be increased and, by extension, the number of field measurements.

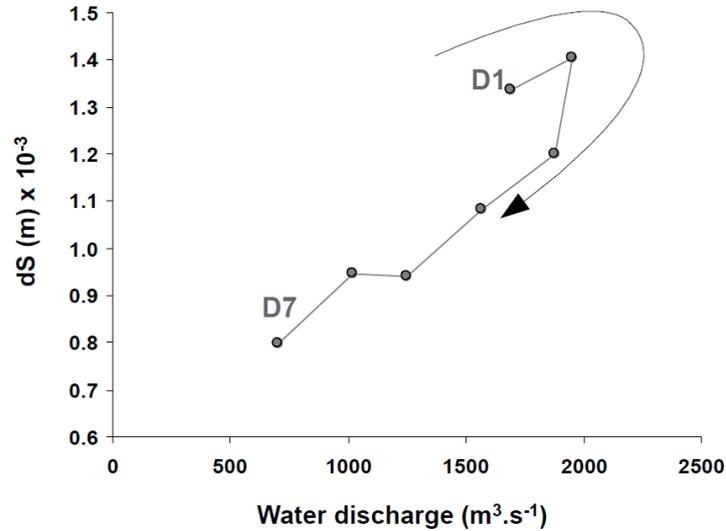


Fig. IV. 18. Evolution of the product of water depth and water slope (dS) during the falling limb of the first flood of December 2010.

The bedload transport rates estimated by the DTM are often lower than the bedload discharges measured with the samplers (Fig. IV. 11 and 12). If the bedload sampling results are considered as “reliable”, two causes can explain this difference between the methods.

Firstly, the dune tracking formula used in this investigation does not consider the term C_1 which corresponds to the fraction of bedload that skips from one dune to the next and does not contribute to the bedform migration. As it was found negligible in laboratory experiments (Simons *et al.*, 1965) and in other field studies (Yang 1986; Villard and Church, 2003), this fraction was not quantified in this study. According to the formulation of the dune tracking equation by Simons *et al.* (1965), $C_1 = qb_{DTMreal} - \rho s \epsilon \beta c H = qb_{DTMreal} - qb_{DTM}$; if we assume that $qb_{DTMreal} = qb_{Sampling}$, then $C_1 = qb_{Sampling} - qb_{DTM}$. The relation between C_1 and water discharge is shown in Fig. IV. 19. The coefficient C_1 increases with the water discharge and reaches $370 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ at $1880 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Thus, the coefficient C_1 is not negligible and must be applied on the study site to obtain bedload discharges with the dune tracking method. Unfortunately, no accurate estimate of the coefficient C_1 can be obtained, as some measurements cause negatives values of C_1 (which is physically impossible) and as the limited number of observations does not provide a relevant correlation between water discharge and C_1 .

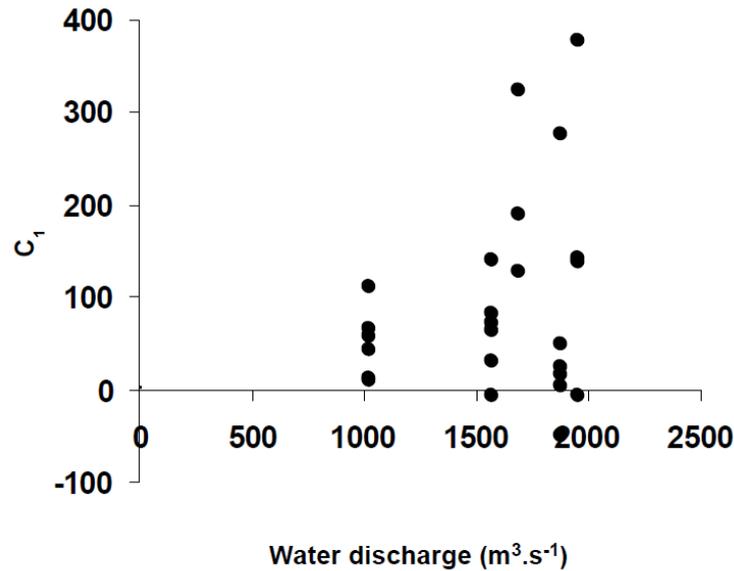


Fig. IV. 19. Evolution of the fraction of the bedload which does not participate to the migration of the dunes (C_1) as a function of the water discharge.

The second explanation for the low bedload discharges computed by DTM is probably due to errors on the dune celerity. According to Exner (1920, 1931) and Raudkivi and Witte (1990), the dune celerity decreases when the dune height increases. The celerity was estimated only for the largest dunes which are less represented than the small dunes on the study site. As a result, the dune celerities applied in the DTM may be underestimated.

Moreover, some dunes can be too small to be detected by the echosounder. In fact, during low flows, small bedforms can develop and migrate on existing dunes (Frings and Kleinmans, 2008). These small dunes often migrate rapidly. Thus, only larger dunes less mobile are treated with the DTM which leads to underestimating of bedload transport.

IV.6.2. Bedload transport assessed using direct bedload measurements

Direct bedload sampling is commonly used to evaluate the accuracy of other indirect methods in rivers (Vanoni, 1961; Andrews, 1981; Gomez and Church, 1990; Batalla, 1997; Habersack and Laronne, 2002; Barry *et al.*, 2008). This methodology may need to be reconsidered because of the inaccuracies of estimates from samplers in large sand-bed rivers (Gaeuman and Jacobson, 2007). Nevertheless, the results of the study exhibit reliability between the unit and total bedload transport rates measured from BTMA and those computed

with the VR and the MPM for transport stages higher than 2 - 3. Unless these two methods estimate bedload discharges completely inaccurately, bedload measurements should provide reliable estimates.

For high transport rates (corresponding here to high discharges), direct bedload sampling, VR and MPM equations consider the same fraction of the bedload and can be used to estimate (at least roughly) the bedload transport in large sand-gravel bed rivers.

For low transport stages, the equations underestimate the fluxes. It seems plausible that the estimates from the bedload measurements and the formulas consider different fractions of the near-bed sediment transport, and this explains the variability among the estimates from the different methods (Villard *et al.*, 2005). Thus, the recommendations made to improve the accuracy of the indirect methods at low flows will help in estimating not only the bedload but also the fractions of near-bed sediment transport collected by the sampler.

IV.6.3. Perspectives on estimating bedload transport in large sand-gravel bed rivers

Overall, our results present interesting possibilities with respect to monitoring and studying bedload transport at large scales for large sand-gravel bed rivers for transport stages higher than 2 without using sediment samplers. In fact, estimation of total bedload transport only requires two transects with an ADP along a cross-section and combination of the data obtained with the VR. Measurements of total bedload transport can be routinely monitored if river managers regularly performed flow gauge measurements with an ADP (as is the case for the Loire River). An estimate of the total bedload transport can even be carried out before the peak of a flood, which is technically difficult to perform by sediment sampling. Furthermore, this protocol ensures that rating curves can be easily developed and adjusted for large sand-gravel bed rivers.

By combining the use of the ADP with the VR or multibeam echosounding with the DTM method, the spatial variability of unit (local) bedload transport at the reach scale (kilometric or pluri-kilometric) can be roughly characterised in large sand-gravel bed rivers for transport stages higher than 3. Some additional research, such as that of Rennie and Church (2010), will be required to define the uncertainties in the spatial variability of the unit bedload estimated for a reach.

IV.7. Conclusion

The ability of the dune tracking method and the deterministic empirical equations of Van Rijn (1984a, 1993) and Meyer-Peter and Müller (1948) to determine 1) the unit and total bedload transport rates, 2) the temporal variability of the bedload and 3) the range of hydraulic applicability of the tested methods was assessed for a large sand-gravel bed river by comparing their predictions to bedload discharges obtained from bedload measurements. This study was based on an extensive programme of field surveys combining sediment sampling, ADP measurements and multibeam echosoundings in the middle reaches of the Loire River for contrasting flow conditions ranging from low flows to 2 years floods.

A first rating curve was determined from the bedload measurements and the ADP data combined with the Van Rijn formula. From this curve, the annual bedload transport for the year 2010 at the middle reaches of the river Loire was estimated to be 480 000 t.

The formulas tested provided estimates of the unit and total bedload transport rates consistent with the bedload discharges sampled for transport stages between 2 and 6 (between $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ in the studied reach). For these flow conditions, the best agreement was observed for the total bedload discharges computed by the Van Rijn formula, as 83% of these predicted transport rates were within 0.5 – 2 times the gauged values. Below a transport stage of 2, the equations tended to predict bedload fluxes lower than those measured.

The tested equations were unable to predict the daily temporal variations of the total bedload transport at low and medium flow conditions. The formulas described the bedload hysteresis but underestimated its magnitude (*i.e.* underestimated the fluxes before the flood peak). As the bedload predictors tested were mainly sensitive to the estimates of mean depth flow velocities, they were only able to predict the temporal variations of bedload transport if the flow velocities followed a similar trend.

The reliability of the formulas at low flows can be improved by introducing a fractionwise and stochastic approach into the models. To better predict temporal bedload variations, the bedform roughness should be introduced in the deterministic form of the equations.

The bedload transport rates estimated by the dune tracking method are mainly lower than the fluxes sampled, because a substantial fraction of the bedload does not participate to the dune migration. The dune celerity used to compute the bedload transport in this method

has also probably been underestimated because of the impossibility to measure the speed migration of the small dunes.

Dans ce qui précède, nous avons fourni les premiers taux de charriages mesurés à l'aide d'échantillonneurs en Loire moyenne. Les données ont permis d'estimer le charriage annuel en 2010 à 480 000 t. Les taux de transport calculés par les formules de Van Rijn et de Meyer-Peter et Müller sont comparables à ceux mesurés à partir des données des échantillonneurs pour des débits supérieurs à $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les débits solides calculés à partir de la formule de Van Rijn sont, en général, les plus proches de ceux collectés sur le terrain. En revanche, les estimations obtenues à partir du *dune tracking* sont toujours inférieures aux taux de charriages échantillonnés. Ce résultat est probablement lié au fait qu'une part significative de la charge de fond transite d'une dune à l'autre sans participer à sa migration.

D'autres formules, comme celle de Bagnold (1980) basée sur la puissance spécifique, ou celles de Parker *et al.* (1982), Wilcock (2001), Wilcock et Crowe (2003) et Recking (2010) qui ne définissent pas de seuil spécifique de mise en mouvement des sédiments (à la différence des formules de Van Rijn et Meyer-Peter et Müller), devraient également être testées sur le site d'étude.

L'approche adoptée dans le chapitre IV est avant tout méthodologique. Un certain nombre d'interrogations relatives aux processus associés au transport solide restent donc toujours en suspens. Ainsi se pose les questions suivantes :

- Comment évolue la distribution spatiale de la granularité des sédiments du lit et de la charge de fond en fonction des conditions hydrauliques et des macroformes ?
- Quelle est la fraction du charriage qui ne participe pas à la migration des dunes et comment évolue-t-elle en fonction des débits ? Est-ce que cette fraction varie selon l'emplacement des dunes au sein du chenal ?
- Quelle est la nature des interactions entre le transport solide et la morphodynamique des dunes ?
- Dans quelle mesure les barres influencent-elles localement le transport solide et la disponibilité en sédiment dans le chenal ?

Dans le chapitre V, nous tenterons d'établir, au moins en partie, les relations existantes entre le transport solide et la morphodynamique des dunes et des barres au cours des crues.

Chapitre V. Morphodynamique de barres et de dunes en crue, témoins d'une disponibilité en sédiments non-uniforme dans une grande rivière sablo-graveleuse : cas de la Loire moyenne



Chapitre V. Morphodynamique de barres et de dunes en crue, témoins d'une disponibilité en sédiments non-uniforme dans une grande rivière sablo-graveleuse : cas de la Loire moyenne

Nicolas Claude^a, Stéphane Rodrigues^a, Jean-Gabriel Bréhéret^a, Benjamin Gandubert^a & Philippe Jugé^b

^a E.A 6293 GéHCO - GéoHydrosystèmes Continentaux, Département Géosciences-Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université François Rabelais, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France

^b Université François-Rabelais de Tours, CETU Elmis, 11 quai Danton, 37500 Chinon, France

Abstract

Des levés bathymétriques multifaisceaux quasi quotidiens ont été réalisés lors de trois crues sur une rivière sablo-graveleuse, la Loire, dont l'approvisionnement sédimentaire est non-uniforme. Les taux de charriage, et la morphodynamique des dunes et des barres ont été étudiés en détail pendant ces trois épisodes. La dynamique des dunes au sein du chenal est principalement contrôlée par la disponibilité en sédiment. Cette dernière est en partie, influencée par les barres. Ainsi les barres affectent le développement des dunes du fait qu'elles alimentent le système en sédiment, à travers la formation d'axes de charriages et l'épaississement de la couche active du lit. En retour, la dynamique des barres est influencée par la direction de migration des dunes, elle-même conditionnée par la non-uniformité des écoulements et de l'apport sédimentaire au sein du lit. Si les vitesses d'écoulement et/ou le produit entre la pente de la ligne d'eau et la hauteur d'eau suivent une hystérèse durant l'évènement hydrologique, la dynamique sédimentaire est principalement influencée par

l'évolution des contraintes de cisaillement de grain et totales. En revanche, si aucune hystérèse n'est constatée entre le débit et les paramètres hydrauliques (vitesses d'écoulement et/ou le produit entre la pente et la hauteur d'eau), le charriage est essentiellement contrôlé par la rugosité hydraulique associée aux dunes.

Mots clés : barres sédimentaires, dunes, charriage, disponibilité en sédiments, hystérèse, crue

V.1. Introduction

Les dunes sont des structures ubiquistes dans les rivières à fond mobile à charge sableuse ou sablo-graveleuse. Ces formes du lit affectent significativement la résistance à l'écoulement du lit, l'élévation des niveaux d'eau, le transport solide et à plus long terme la morphologie du lit des rivières. A cet égard un nombre significatif d'études expérimentales ont été menées sur les dunes (pour ne citer qu'eux, Yalin, 1964 ; Allen, 1968 ; Engel et Lau, 1980, 1981 ; Southard et Boguchwal, 1990 ; Best et Kostaschuk, 2002 ; Jerolmack et Mohrig, 2005 ; Venditti *et al.*, 2005 ; Tuijnder *et al.*, 2009 ; Dreano *et al.*, 2010). Une quantité croissante d'investigations de terrain ont été consacrées, pour des débits non permanents, à l'évolution de la dimension des dunes (Gabel, 1993 ; Harbor ; 1998 ; Carling, *et al.*, 2000a, 2000b ; Chen *et al.*, 2011), de leur rugosité (Julien et Klaassen, 1995 ; Prent et Hickin, 2001 ; Julien *et al.*, 2002) ainsi que du transport solide qui leur est associé (Allen, 1973 ; Peters, 1978 ; Van den Berg, 1987 ; Kostaschuk *et al.*, 1989 ; Ten Brinke *et al.*, 1999 ; Villard et Church, 2003 ; Wilbers et Ten Brinke, 2003 ; Gaeuman et Jacobson, 2007). Ces travaux de terrain ont mis en évidence un temps de latence (*lag time*) entre les variations de débit et l'adaptation morphologique des dunes, qui conduit à des hystérèses de la hauteur et de la longueur des dunes en crue (Allen, 1973). La rugosité de forme associée aux dunes évolue généralement de façon concomitante avec la *steepness* des dunes (rapport entre la hauteur des dunes et leur longueur) durant ces évènements (Yang *et al.*, 2005). L'augmentation de la rugosité associée aux dunes engendre par la suite une diminution du transport solide, et *vice versa*, reflétant ainsi une hystérèse de sens opposé à celle de la rugosité (Wilbers et Ten Brinke, 2003). Toutefois, Frings et Kleinhans (2008) ont constaté sur plusieurs tronçons du Rhin que la rugosité associée aux dunes et les taux de charriage évoluaient dans le même sens

pendant des crues en raison de variations des caractéristiques hydrauliques sur le tronçon conjointes au développement des dunes. Plus précisément, les variations de la contrainte de cisaillement totale (*total shear stress*) ou de la contrainte de cisaillement associée au grain (*grain shear stress*) au cours du passage d'une onde de crue peuvent affecter le transport solide, et contrebalancer l'influence des dunes sur le charriage. Néanmoins, ce type d'observation demeure rare et de nombreuses interrogations subsistent quant aux processus associant l'hydrodynamique, la morphodynamique des dunes et le transport solide. Une meilleure compréhension de ces interactions constitue un enjeu majeur pour mieux appréhender les systèmes fluviaux actuels et affiner les reconstitutions paléoenvironnementales à partir de dépôts sédimentaires (Paola et Mohrig, 1996 ; Leclair et Bridge, 2001).

En plus du transport solide, les dunes affectent aussi substantiellement la formation et l'évolution morphologique des barres en modulant leur accrétion verticale et latérale (Bristow, 1987 ; Bridge, 1993 ; Ashworth *et al.*, 2000 ; Villard et Church, 2005 ; Rodrigues *et al.*, 2012). En retour, les barres influencent également la morphodynamique des dunes en modifiant la distribution des écoulements et du transport solide au sein du chenal (chapitre VI). Les dunes adaptent leur forme, leur taille ou leur vitesse de migration face aux effets de forçages induits par les macroformes (Morhig et Smith, 1996). Ainsi une hauteur d'eau réduite au sommet des barres engendre le plus souvent une réduction de la taille des dunes (par rapport aux zones basses), du fait que l'épaisseur de la couche limite dans laquelle se développent les dunes est proportionnelle à la profondeur d'eau. Toutefois, Villard et Church (2005) ont mis en évidence dans l'estuaire de la Fraser river (Canada) que les dunes étaient plus grandes sur les barres que dans le thalweg et expliquent cela en raison d'une perte de compétence et d'une aggradation prononcée sur les macroformes. Ainsi les dynamiques des barres et des dunes sont reliées à travers des processus d'actions et rétroactions complexes qui peuvent être perturbées par une non-uniformité des processus sédimentaires au sein du chenal. Néanmoins, malgré l'intérêt que présentent les interactions entre dunes et barres, les investigations *in situ* demeurent toujours rares.

La Loire dans ses parties moyenne et aval est une rivière sablo-graveleuse dont les chenaux sont parcourus par des dunes et des barres (Rodrigues *et al.*, 2012). Les aménagements (endiguements, épis) et les extractions au sein du lit mineur ont contribué au déficit en transport sédimentaire du fleuve qui s'est soldé par une incision substantielle du chenal principal durant les 40 dernières années (Latapie, 2011).

Les objectifs de cette étude sont multiples et visent à 1) décrire la morphodynamique de dunes et de barres au cours de trois crues distinctes, 2) quantifier le transport solide associé à ces formes du lit lors des crues, 3) caractériser les interactions entre les dunes et les barres dans un système où la disponibilité en sédiment est non-uniforme, et 4) détailler les relations entre hydrodynamique, rugosité associée aux dunes et transport solide en crues.

Pour ce faire, un certain nombre de mesures à l'Acoustic Doppler Profiler (ADP) et au sondeur multifaisceaux ont été réalisées au cours de plusieurs crues entre juin 2010 et janvier 2011.

V.2. Présentation de la Loire, de son hydrologie et du site d'étude

V.2.1. Site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne

La Loire est le plus grand fleuve de France avec un linéaire de 1020 km et un bassin de 117 000 km². Le site d'étude se trouve en Loire moyenne, à 790 km de la source et 30 km en aval de Tours près du village de Bréhémont (47°17'43.31''N, 0°20'33.80''E ; Fig. V. 1). Dans cette partie de son cours, le fleuve adopte un style à chenaux multiples composé d'un chenal principal incisé occupé par des barres sédimentaires, des îles végétalisées stables, et des chenaux secondaires inondés pendant les crues (pour de plus amples descriptions du site d'étude, voir Rodrigues *et al.*, 2006 ; Détriché *et al.*, 2010). L'incision du chenal principal s'est traduite par un certain nombre de dysfonctionnements parmi lesquels on peut citer la déstabilisation des ouvrages d'art, l'élévation de la ligne d'eau de crue, l'abaissement de la nappe alluviale, la déconnexion et la colonisation des chenaux secondaires par la végétation pionnière (Bravard *et al.*, 1997; Rodrigues *et al.*, 2007).

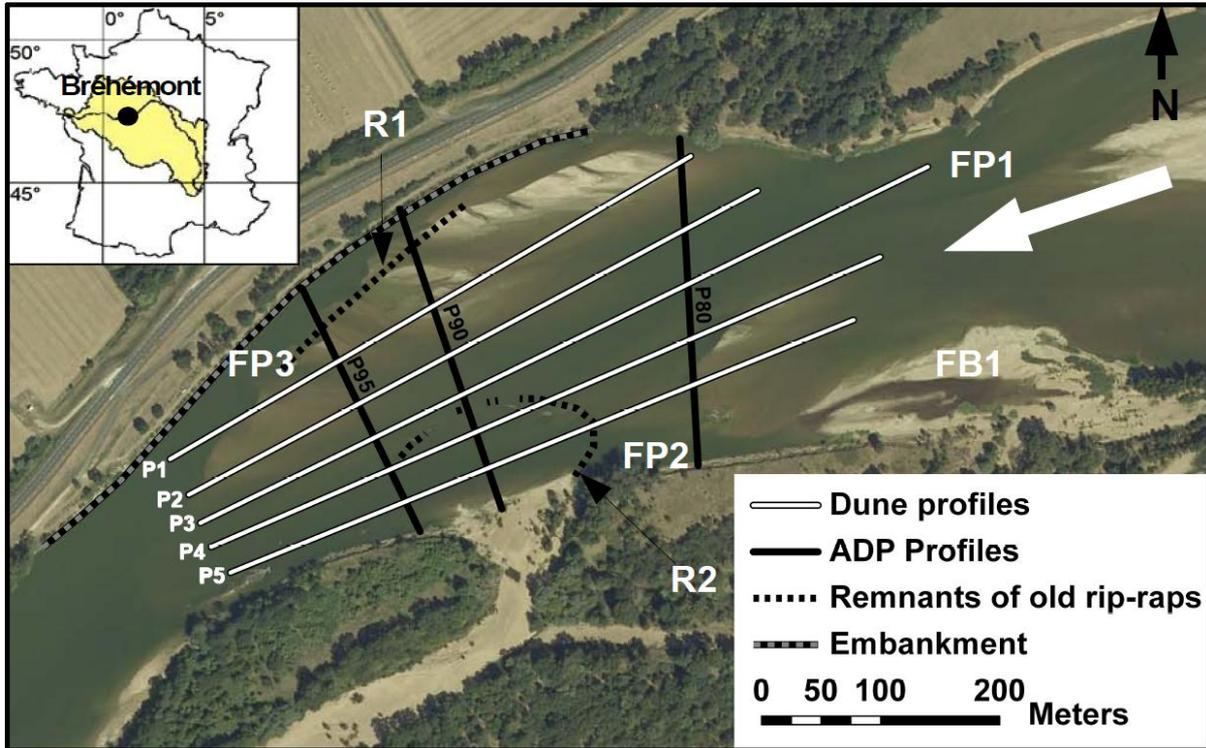


Fig. V. 1. Présentation du site d'étude.
La flèche blanche désigne la direction de l'écoulement.

V.2.2. Hydrologie du site d'étude

Les mesures issues de la station de jaugeage de Langeais (4.5 km en amont du site d'étude) indiquent que sur le secteur étudié le débit annuel moyen et le débit d'une crue biennale s'élèvent respectivement à $430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les campagnes de mesures réalisées au cours de l'année 2010 sont indiquées sur l'hydrogramme en Fig. V. 2. Les données acquises dans ce cadre ont été collectées lors de trois crues : une crue annuelle en juin avec des débits variant entre 386 et $1030 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et deux crues biennales au cours desquelles les débits ont fluctué entre 698 et $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. V. 2).

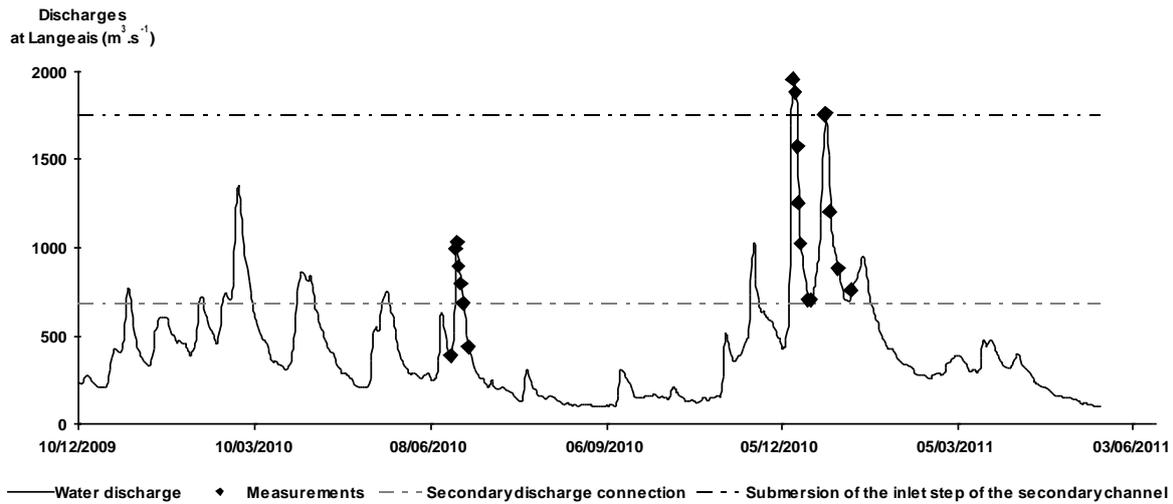


Fig. V. 2. Distribution des mesures sur l'hydrogramme de la station de jaugeage de Langeais (4.5 km en amont du site d'étude).

V.2.3. Morphologie du chenal principal du site d'étude

Sur le tronçon étudié, le chenal mesure entre 175 et 300 m de large. La partie aval de la rive droite est protégée par des enrochements (Fig. V. 1). Les sédiments qui composent le lit sont sablo-graveleux avec un D_{50} et un D_{90} (diamètre au dessous duquel 50 et 90 % des particules sont plus fines) de 1,33 mm et 5,18 mm, respectivement.

Un certain nombre d'unités morphologiques sont discernables au sein du chenal principal. Dans la zone de rétrécissement amont, une barre forcée (FB1) se localise dans le prolongement d'une petite île en rive gauche et une mouille forcée (FP1) occupe la partie droite de la section (Fig. V. 1). Plus en aval, des barres migrantes occupent la zone d'élargissement/rétrécissement du chenal. Vers l'aval, le rétrécissement progressif de la section limite la migration des barres et contraint leur présence au milieu de la zone élargie (chapitre VI). La migration de ces macroformes et leurs interactions avec les écoulements sont détaillées dans les chapitres III, VI et VII. La morphodynamique des barres durant les crues et leurs relations avec la dynamique des dunes sont toutefois décrites et analysées dans le présent travail. Deux mouilles forcées sont également présentes dans cette partie du site. La mouille forcée FP2 est située au pied de la rive gauche autour du profil P80 et la mouille forcée FP3 longe la section protégée de la rive droite (Fig. V. 1). L'entrée d'un chenal secondaire est présente en rive gauche juste en amont du rétrécissement aval. Le seuil d'entrée

de ce chenal secondaire est fortement armuré et végétalisé Cette bifurcation est qualifiée d'asymétrique puisque la distribution des flux liquides et solides est particulièrement inégale. Les débits de début de connexion et de submersion totale du seuil sont indiqués sur la Fig. V. 2. D'anciens enrochements assurant la protection d'anciennes berges occupent le chenal principal. Un premier alignement est disposé parallèlement à la section protégée de la rive droite (R1) tandis qu'un second linéaire fait face à l'entrée du chenal secondaire (R2).

Les conditions hydrauliques dans lesquelles les mesures ont été réalisées sont présentées dans le Tab. V. 1. Sur le profil P80 (Fig. V. 1), les vitesses moyennes à l'échelle de la section varient durant les mesures entre $0,87 \text{ m.s}^{-1}$ et $1,33 \text{ m.s}^{-1}$ (Tab. V. 1). Sur ce même profil, les hauteurs d'eau moyennes enregistrées fluctuent entre 1,73 m et 4,92 m. Pour les débits suivis, l'*aspect ratio* (largeur du chenal/hauteur d'eau) atteint un maximum de 159 à bas débits et un minimum de 56 lors des forts débits. La pente moyenne de la ligne d'eau sur ce tronçon varie au cours des crues autour de $0,3 \text{ m. km}^{-1}$. La structure des écoulements au sein du site d'étude est décrite dans les chapitres VI et VII. On retiendra que les écoulements sont généralement non-uniformes sur la section. Les barres migrantes constituent une limite physique au sein du chenal avec les fortes vitesses localisées sur leurs flancs gauches et les vitesses plus faibles sur leurs flancs droits (Fig. V. 3).

Tab. V. 1. Paramètres hydrauliques moyens mesurés sur le profil P80

Date	Water discharge at Langeais ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	Mean flow velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	Water depth (m)	Aspect ratio	Water slope ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$)
19/06/2010	386	0.90	1.73	159	0.00037 ^b
21/06/2010	993	1.06	3.08	90	0.00035
22/06/2010	1030	1.08	3.19	86	0.00027
23/06/2010	891	1.04	2.95	93	0.00025
24/06/2010	791	1.02	2.81	98	0.00025 ^b
25/06/2010	684	1.00	2.63	105	0.00025 ^b
28/06/2010	440	0.87	1.96	142	0.00027 ^b
10/12/2010 ^a	1690	1.33	4.23	61	0.00032
11/12/2010	1950	1.32	4.92	56	0.00029
12/12/2010	1880	1.27	4.80	58	0.00025
13/12/2010	1570	1.18	4.30	64	0.00025
14/12/2010	1250	1.11	3.74	74	0.00025
15/12/2010	1020	1.06	3.34	82	0.00028
19/12/2010	701	0.96	2.74	101	0.00029
20/12/2010	698	0.96	2.67	103	0.00029
27/12/2010	1750	1.25	4.61	60	0.00031
28/12/2010	1760	1.27	4.60	60	0.00031
30/12/2010	1200	1.11	3.73	74	0.00029
03/01/2011	882	1.02	3.14	88	0.00029
10/01/2011	760	0.99	2.88	96	0.00033

Aspect ratio = largeur du chenal/hauteur d'eau

Les vitesses de courant et les hauteurs d'eau ont été mesurées avec un Acoustic Doppler Profiler (ADP).

La pente de la ligne a été estimée à partir des levés bathymétriques (voir Matériels et méthodes pour plus de détail).

^a Vitesses de courant déterminées par moulinet.

^b Pentes estimés à partir de points DGPS.

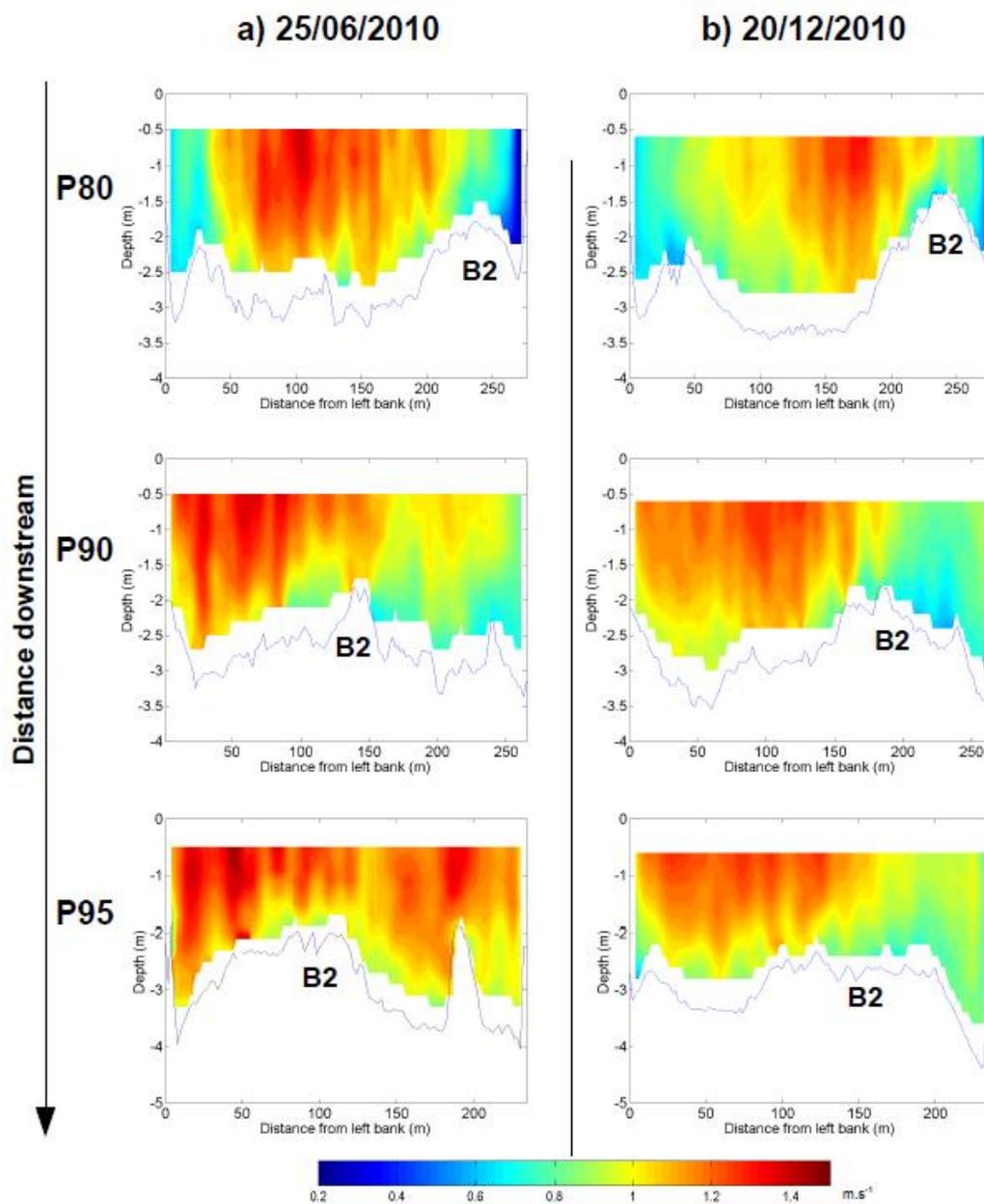


Fig. V. 3. Distribution transversale des vitesses de courant : a) le 25/06/2010 et b) le 20/12/2010. Les profils transversaux sont localisés sur la Fig. V. 1.

V.3. Matériels et méthodes

V.3.1. Mesures *in situ*

V.3.1.1. Bathymétrie multifaisceaux

L'ensemble des levés bathymétriques multifaisceaux ont été réalisés entre les rétrécissements amont et aval (Fig. V. 1) avec un échosondeur Odom ES3. Cet appareillage dispose de 240 faisceaux émettant à 240 kHz ouverts sur 120°. Dans cette configuration, le sondeur scanne le lit de la rivière avec des fauchées égales à trois fois la profondeur d'eau. L'échosondeur était combiné avec un DGPS Magellan ProFlex 500 avec une précision centimétrique en planimétrie et altimétrie. Les levés bathymétriques ont été réalisés selon des profils parallèles aux berges, la vitesse de navigation étant comprise entre 1,5 et 3,0 m.s⁻¹.

Les données bathymétriques multifaisceaux ont été traitées avec le logiciel Hypack 2009 selon deux étapes : dans un premier temps, les points bruts sont filtrés afin de supprimer les données statistiquement aberrantes ; dans un second temps, les points traités sont également filtrés de manière à obtenir une grille avec des mailles de 0,5 m (ce qui représente en moyenne 550 000 points). Cette grille est ensuite utilisée pour l'analyse de données et création de Modèles Numériques de Terrain (MNT).

Le suivi d'un profil bathymétrique de 1200 m de long lors de chaque mesure a permis d'estimer la pente de la ligne d'eau. En effet, la pente a été calculée à partir des altitudes de l'échosondeur enregistrées le long de ce profil.

V.3.1.2. Mesures à l'*Acoustic Doppler Profiler* (ADP)

Les mesures courantométriques ont été collectées avec un ADP Sontek *RiverSurveyor* M9 le long des profils présentés sur la Fig. V. 1. L'ADP est composé de deux jeux de quatre faisceaux avec deux fréquences distinctes (3 MHz et 1 MHz) et d'un échosondeur basse fréquence (0,5 MHz) pour déterminer la profondeur d'eau. Les deux jeux de faisceaux permettent à l'appareil d'adapter sa configuration (essentiellement la hauteur des cellules) et ses propriétés acoustiques aux variations de profondeurs et de vitesses rencontrées durant un levé.

Les mesures à l'ADP ont été effectuées quotidiennement sur les sections transversales pendant les campagnes *in situ*. Au cours de l'acquisition, le DGPS (Magellan ProFlex 500) était connecté au logiciel Hypack 2009 afin d'ajuster la trajectoire du bateau en temps réel et vérifier que les traversées (ou transects) avec l'ADP ne s'éloignaient pas de plus d'un mètre du profil de référence. Avec ce protocole, les données fournies par le compas de l'ADP et le *bottom tracking* assurent un géoréférencement précis des vitesses mesurées.

Les contraintes de temps pour réaliser quotidiennement les levés bathymétriques et courantométriques n'ont permis d'effectuer que deux traversées avec l'ADP par profil. Durant les mesures, la vitesse de navigation a été maintenue constante autour de 1 m.s^{-1} . Nonobstant la préconisation de Szupiany *et al.* (2007) d'au moins cinq traversées par profil, Wright et Kaplinski (2011) considèrent deux traversées comme suffisantes pour estimer précisément les vitesses de courant et les grandes structures d'écoulement.

Les données acquises sur chaque profil par les deux transects sont projetées sur une grille avec des mailles de 2 m de large et une hauteur égale à la hauteur maximale de la cellule définie lors des mesures (Dinehart et Burau, 2005a, 2005b). Une valeur moyenne de vitesse, de direction et de profondeur d'eau est par la suite déterminée dans chacune des cellules de la grille.

La précision des données acquises avec l'ADP a été évaluée par comparaison avec des profils verticaux obtenus avec un moulinet. Les tests ont montré que les deux appareils offraient des mesures statistiquement cohérentes (chapitre IV et VI).

V.3.2. Détermination des dimensions des formes du lit

La taille des dunes a été évaluée le long de cinq profils longitudinaux (Fig. V. 1) disposés au sein du chenal de manière à pouvoir estimer la variabilité transversale de la taille des formes du lit au sein du chenal, en fonction des macroformes présentes dans ce dernier. Ces profils longitudinaux ont été extraits des modèles numériques d'altitude obtenus avec les levés bathymétriques multifaisceaux et contiennent entre 4 et 5 points par mètre.

Par la suite, la dimension des dunes a été déterminée en appliquant dans un premier temps le code Matlab *Bedform Tracking Tool* (BTT, Van der Mark *et al.*, 2008). Le BTT est

une méthode « *zero crossing* », basée sur la reconnaissance des dunes à partir des intersections entre le profil et une courbe de tendance (obtenue en appliquant une moyenne mobile sur le profil). Le sommet d'une dune correspond au point le plus élevé entre une intersection montante et une descendante. La dépression aval coïncide avec le point le plus bas entre une intersection descendante et une montante. La hauteur de la dune (H_D) est égale à la différence d'altitude entre le sommet et la dépression aval qui suit. La longueur de la dune (L_D) est définie comme la distance entre deux dépressions aval. Cette méthode s'est montrée inefficace pour reconnaître la plupart des dunes de plus de 20 m de long du fait que la hauteur de ces dernières était relativement proche des petites dunes. Ainsi, par ce biais, les grandes dunes étaient inévitablement découpées en plusieurs dunes de taille plus petite.

Pour ne pas mettre de côté ces formes du lit, une seconde méthode plus « classique » a été employée. Ainsi la taille (hauteur et longueur) des grandes ondulations surmontées par des petites dunes a été estimée manuellement sur chaque profil.

Au final, les dimensions de 7043 petites dunes et 356 grandes dunes ont été estimées respectivement avec le BTT et la méthode classique. Par la suite, la hauteur et la longueur moyenne des dunes ont été calculées sur chaque profil ainsi que leur *steepness* égale au rapport H_D/L_D .

Les dimensions des barres ont également été déterminées. La hauteur des barres (H_B) a été mesurée sur les trois profils transversaux suivis avec l'ADP (Fig. V. 1) comme la différence d'altitude entre le point le plus haut sur la barre et le point le plus bas dans le thalweg. La longueur (L_B) a été estimée directement sur les MNT entre la limite de la barre la plus en amont et celle la plus en aval.

V.3.3. Estimation du charriage à partir de la migration des formes du lit

Les taux de charriages associés à la taille et à la migration des formes du lit sont calculés à partir de l'équation de Simons *et al.* (1965), employée par la suite dans de nombreuses études (Peters, 1975, 1978 ; Van den Berg, 1987 ; Kostaschuk *et al.*, 1989 ; Ten Brinke *et al.*, 1999, Villard et Church, 2003 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Gaeuman et Jacobson, 2007) :

$$qb = \rho_s \varepsilon \beta c_D H_D \quad (1)$$

où q_b est le débit solide unitaire ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$), ρ_s la masse volumique des sédiments ($2650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), ε la concentration des sédiments (1-porosité, supposé ici égal à 0,65), β le coefficient du taux de charriage, H_D la hauteur de la forme du lit (m) et c_D la célérité de la forme du lit ($\text{m}\cdot\text{j}^{-1}$). La fraction du transport solide qui passe d'une dune à la suivante sans contribuer à sa migration n'a pas été incorporée dans la présente formulation. Cette fraction n'est *a priori* pas négligeable sur le site d'étude (chapitre IV). Toutefois, les données nécessaires pour estimer précisément cette fraction sont insuffisantes. Les taux de charriage calculés dans ce travail sont ainsi nécessairement sous-estimés. Les débits solides calculés seront essentiellement utilisés en tant qu'indicateurs pour observer l'évolution temporelle du charriage au cours des crues.

Le coefficient β est égal à 0,5 dans le cas d'une dune triangulaire quand elle est considérée le long d'un plan parallèle à l'axe amont-aval. Cependant, le coefficient du taux de charriage est souvent modifié pour prendre en compte l'écart entre la forme réelle de la dune et celle d'une dune triangulaire (Gaeuman et Jacobson, 2007). Ainsi, ce coefficient se définit comme égal à $0,5F$, avec F le facteur de forme, équivalent au ratio entre la surface en coupe de la dune (dans l'axe amont-aval) et la surface d'une dune triangulaire avec la même longueur et la même hauteur (Wilbers et Ten Brinke, 2003 ; Frings et Kleinans, 2008). Les β calculés pour les dunes varient entre 0,44 et 0,66 et sont du même ordre de grandeur que ceux employés par d'autres auteurs (Van den Berg, 1987 ; Villard et Church, 2003 ; Hoekstra *et al.*, 2004 ; Pinto Martins *et al.*, 2009). Un β de 0,5 a quant à lui été employé pour les barres (Villard et Church, 2005 ; Rodrigues *et al.*, 2012).

La vitesse de migration des formes du lit a été obtenue en divisant la distance parcourue par deux dunes entre deux levés bathymétriques consécutifs. Les petites dunes étant très rapides, aucune vitesse de migration et donc aucun taux de charriage n'a pu être déterminée pour les plus petites formes du lit.

V.3.4. Rugosité hydraulique associée aux dunes

La rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) a été calculée sur chaque profil longitudinal à partir de la formule de Van Rijn (1984b) :

$$k_s = 1.1 H_D (1 - e^{-25(H_D/L_D)}) \quad (2)$$

Cette relation est généralement appliquée à une seule taille de dune (Yang *et al.*, 2005 ; Paarlberg *et al.*, 2010). En utilisant la taille des petites dunes mesurées avec le BTT, on obtient la rugosité hydraulique associée aux petites dunes (k_{sS}). L'application de l'Eq 2 avec les dimensions des grandes dunes (déterminées manuellement) permet d'estimer la rugosité associée aux grandes dunes (k_{sL}). Julien *et al.* (2002) ont légèrement modifié cette approche pour pouvoir déterminer une rugosité hydraulique qui englobe celle des petites et des grandes dunes :

$$k_s = k_{sL} + k_{sS} \quad (3)$$

V.3.5. Contraintes de cisaillement

La contrainte de cisaillement de grain (τ') et la contrainte de cisaillement totale (τ) ont été estimées au cours des crues à partir des formules suivantes :

$$\tau = \rho g d S \quad (4)$$

$$\tau' = \rho g (\bar{u}/C')^2 \quad (5)$$

$$C' = 18 + \log(12d/k_s') \quad (6)$$

où ρ est la masse volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}), g est la constante gravitationnelle (9.81 g.m^{-2}), d est la profondeur d'eau (m), S est la pente de la ligne d'eau (m.m^{-1}), \bar{u} est la vitesse moyenne sur la section (m.s^{-1}), C' est le coefficient de friction de grain de Chézy et k_s' est la rugosité de grain de Nikuradse (m) égale au D_{90} (Kleinhans et Van Rijn, 2002).

V.4. Résultats

V.4.1. Dynamique des barres en crue

Les formes du lit ayant une longueur du même ordre de grandeur que la largeur du chenal ont été qualifiées de barres ou macroformes (Jackson, 1975 ; Yalin, 1977). Examinons à présent la morphodynamique de ces barres.

V.4.1.1. Configuration morphologique des barres

Durant la crue de juin, la morphologie du lit est caractérisée par la présence d'une barre transversale (B2) raccordée en rive droite dans le prolongement de l'élargissement et dirigée vers la rive gauche jusque dans la zone de rétrécissement aval (Fig. V. 4a). La macroforme couvre ainsi une part importante de la zone d'étude. Durant la période de basses eaux qui a suivi la crue de juin, la barre B2 s'est déplacée vers la rive droite ; une nouvelle barre B3 est apparue en rive gauche (chapitre III). Les barres sont ainsi en configuration alterne pendant la crue de décembre (Fig. V. 4b).

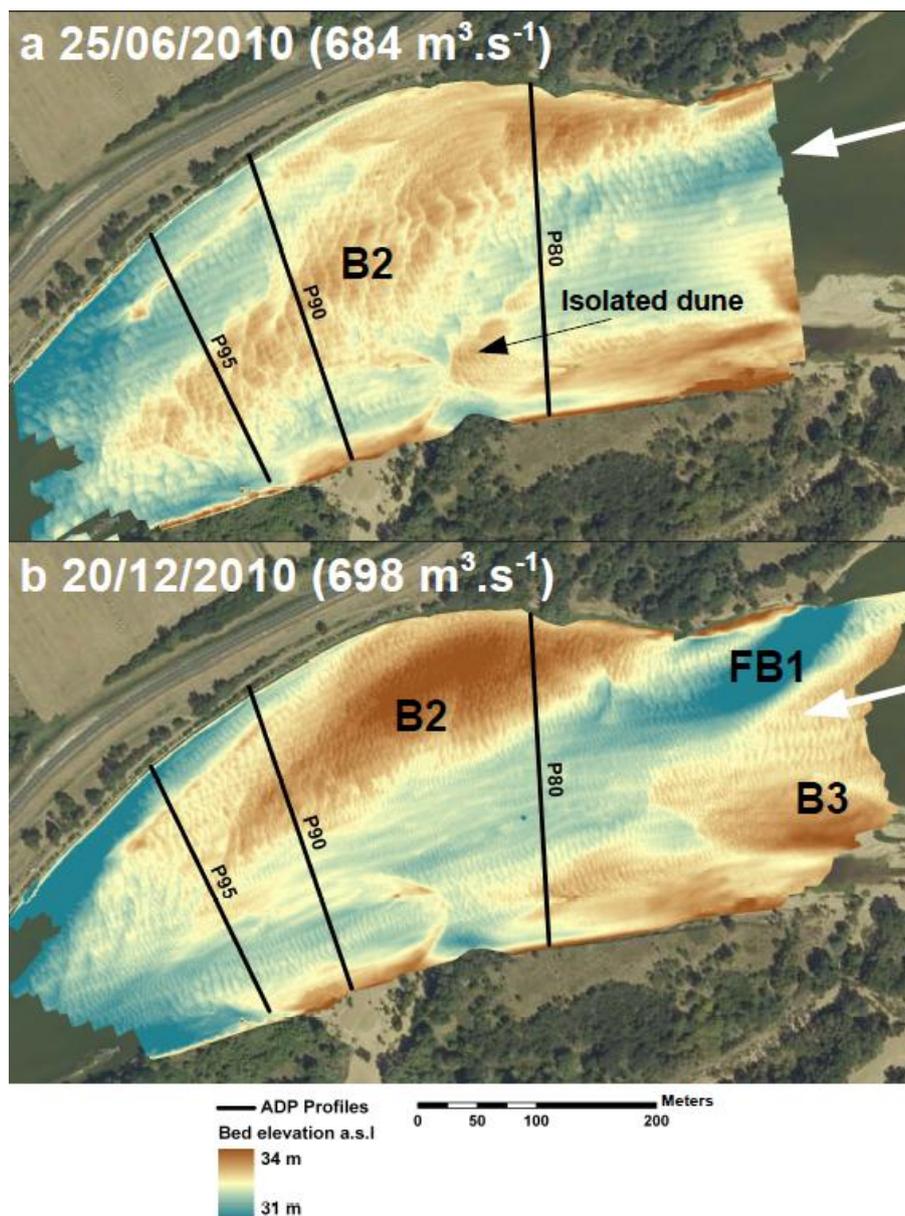


Fig. V. 4. Configuration morphologique des barres : a) en juin et b) en décembre. La dune isolée (isolated dune) désigne une grande dune qui se développe dans un système sous approvisionné en sédiment, voir discussion.

V.4.1.2. Hauteur des barres

La hauteur de la barre B2 a été appréhendée par le suivi de l'altitude du point le plus haut au niveau des profils P80, P90 et P95 (Fig. V. 5).

Lors de la montée des eaux de la crue de juin, la hauteur de la barre augmente sur tous les profils. Au pic de crue la barre mesure 1,73 m sur P80, 1,57 m sur P90 et 1,48 sur P95.

Durant la décrue, des phases d'érosion et d'accrétion se succèdent, avec au final une aggradation en toute fin d'épisode (Fig. V. 5). Entre le premier et le dernier levé, la barre s'est surélevée de 30 cm sur P80, 23 cm sur P90 et 13 cm sur P95.

Au cours du premier pic de crue de décembre, la hauteur de la barre sur P80 augmente durant la montée des eaux et se stabilise autour de 2.1 m durant la décrue. Durant la seconde crue, la hauteur de la barre évolue selon une hystérèse horaire (dans le sens des aiguilles d'une montre) avec des hauteurs passant d'environ 2.3 m avant le pic de crue à 2.1 m après. Cette tendance n'est pas observée sur P90 où l'évolution de la hauteur de la barre en fonction du débit a une allure très singulière (Fig. V. 5). Globalement la barre s'aggrade de manière saccadée tout au long des crues avec des phases d'exhaussement en décrue, lorsque le débit est inférieur à environ $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Au terme du second pic, la hauteur de la barre est maximale (2,7 m). Au niveau du profil 95, le signal est nettement plus entrelacé et indique une élévation de la barre en montée des eaux, un abaissement lors de la première décrue et une « stabilisation » durant la seconde décrue. Au final, la barre s'est surélevée de 40 cm pour atteindre 1,80 m à la fin de la seconde décrue. Durant les deux crues, la partie sommitale de la macroforme se décale de sa partie centrale vers sa bordure droite.

La barre B2 est plus haute en décembre qu'en juin sur P80 et P90. Sur le profil aval (P95), la barre est plus basse au début de la première crue de décembre, puis avec son aggradation elle atteint, durant la seconde décrue, une hauteur équivalente à celle de juin.

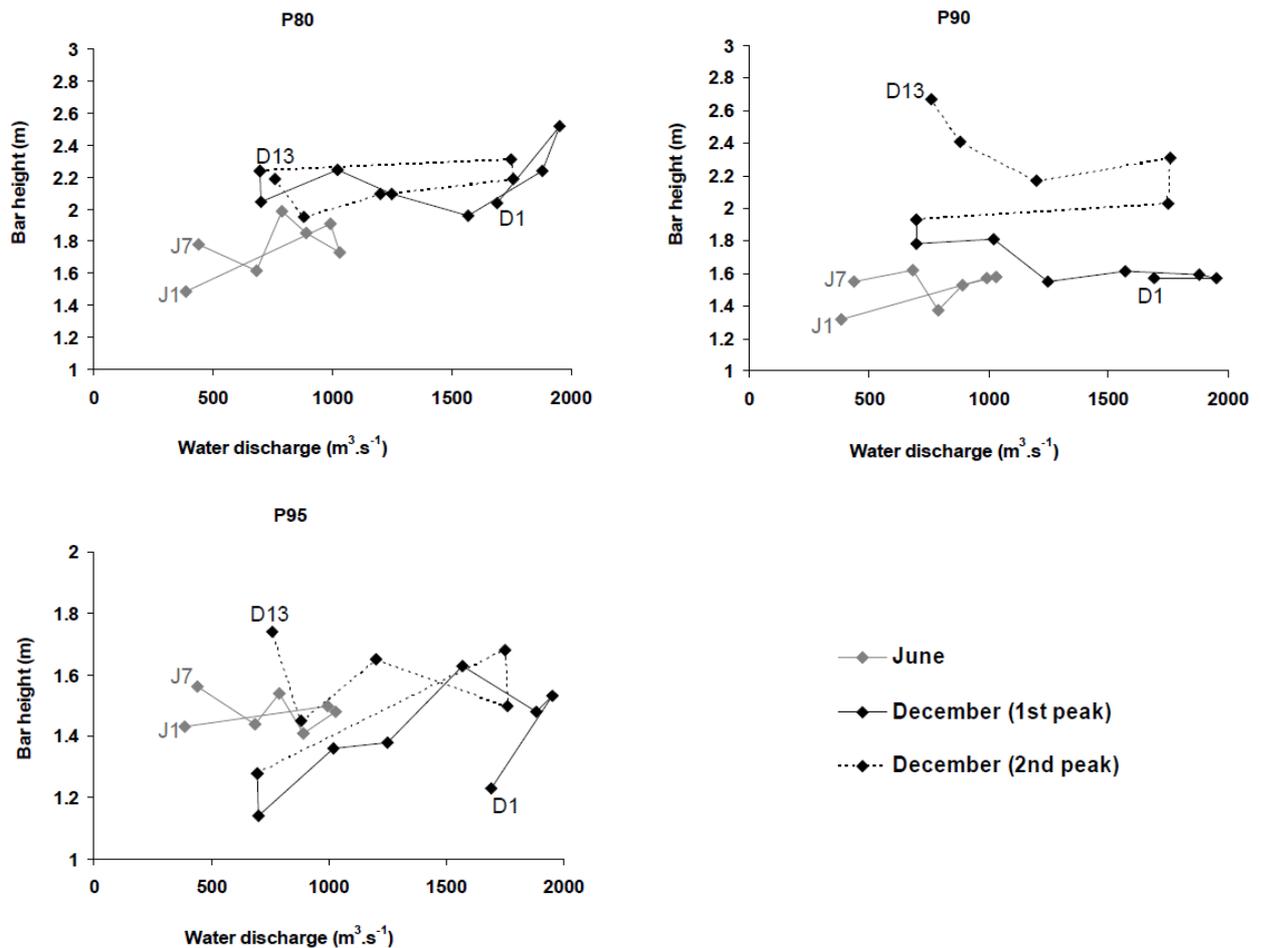


Fig. V. 5. Evolution de la hauteur de la barre B2 en fonction du débit sur les profils P80, P90 et P95. J1 et J7 indiquent respectivement le premier et le dernier jour de la crue de juin. D1 et D13 correspondent au premier et dernier jour des épisodes de décembre.

V.4.1.3. Longueur et migration des barres

En juin, deux zones contribuent à l'extension de la barre. La première est située sur la partie aval de la barre. Dans cette zone, les sédiments se déposent en direction de l'aval et du nord-ouest (rive droite) lors de la montée des eaux. Ces processus de sédimentation ralentissent par la suite, et font place à l'érosion. L'accrétion sur la partie aval de la barre ne reprend qu'en toute fin de décrue. Ainsi la barre s'allonge à la montée des eaux et en fin de décrue, et se raccourcit juste après le pic de crue (Fig. V. 6 et 7). Au terme de cet épisode, la macroforme mesure 570 m de long (Fig. V. 7). La seconde zone d'expansion est localisée sur le flanc droit de B2. Elle est d'abord confinée à la partie amont du flanc, puis elle s'étend à l'ensemble de la bordure en fin de décrue (Fig. V. 6). Cette zone de dépôt engendre la

migration latérale de la barre vers la rive droite. La partie amont du flanc gauche de la barre disposé en travers du chenal s'érode pendant la montée des eaux et en toute fin de décrue. Pendant le reste de l'épisode, cette bordure de la barre ne subit pas de modification majeure.

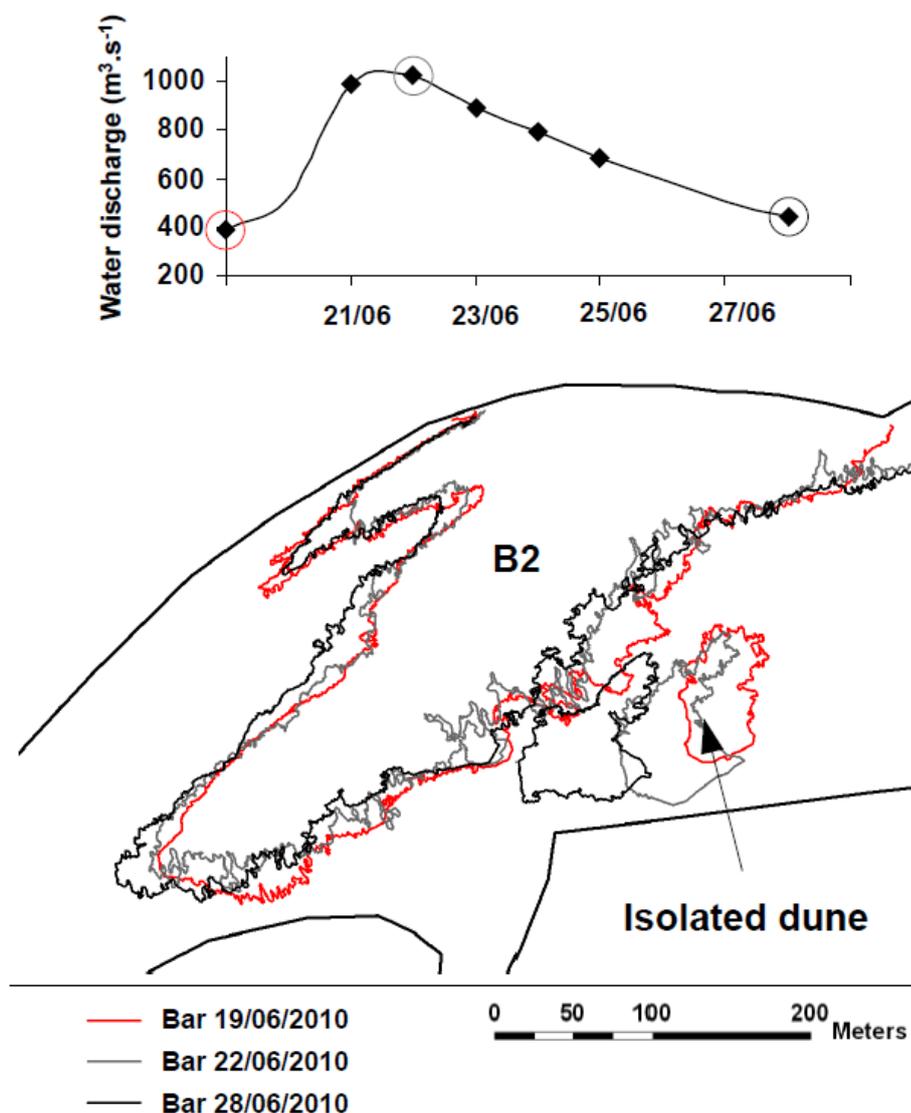


Fig. V. 6. Evolution morphologique de la barre transversale et de la dune isolée (isolated dune) en juin. La dune isolée désigne une grande dune qui se développe dans un système sous-alimenté en sédiment, voir discussion.

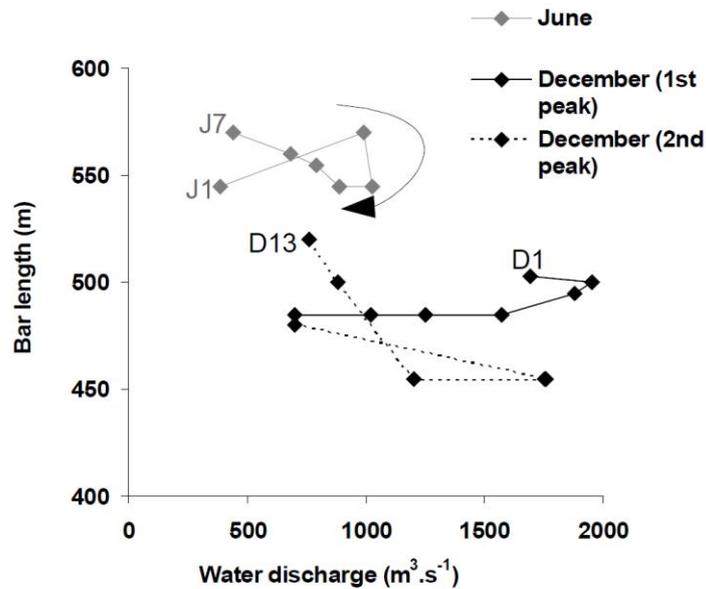


Fig. V. 7. Evolution de la longueur de la barre B2 en fonction du débit. J1 et J7 indiquent respectivement le premier et le dernier jour de la crue de juin. D1 et D13 correspondent au premier et dernier jour des épisodes de décembre.

En décembre, la macroforme B2 est bien plus courte du fait qu'elle n'est plus transversale au chenal. La longueur de la barre diminue continuellement jusqu'au second pic de crue, et ne s'accroît qu'à la fin de la seconde décrue pour aboutir à une valeur maximale de 520 m (Fig. V. 7 et 8). La migration latérale de la macroforme vers la rive droite est entravée par les courants secondaires associés à la courbure de la rive et les enrochements disposés parallèlement à la rive droite (chapitre VI). Parallèlement, le flanc gauche de la barre se retrouve fortement érodé lors de la montée des eaux de la seconde crue (ce mécanisme n'est pas observé pendant la première crue en raison d'un manque de données). La barre B2 migre donc peu durant ces événements (Fig. V. 8). La barre B3 avance selon une direction longitudinale plutôt bien marquée avec une vitesse qui s'accroît lors de la seconde crue.

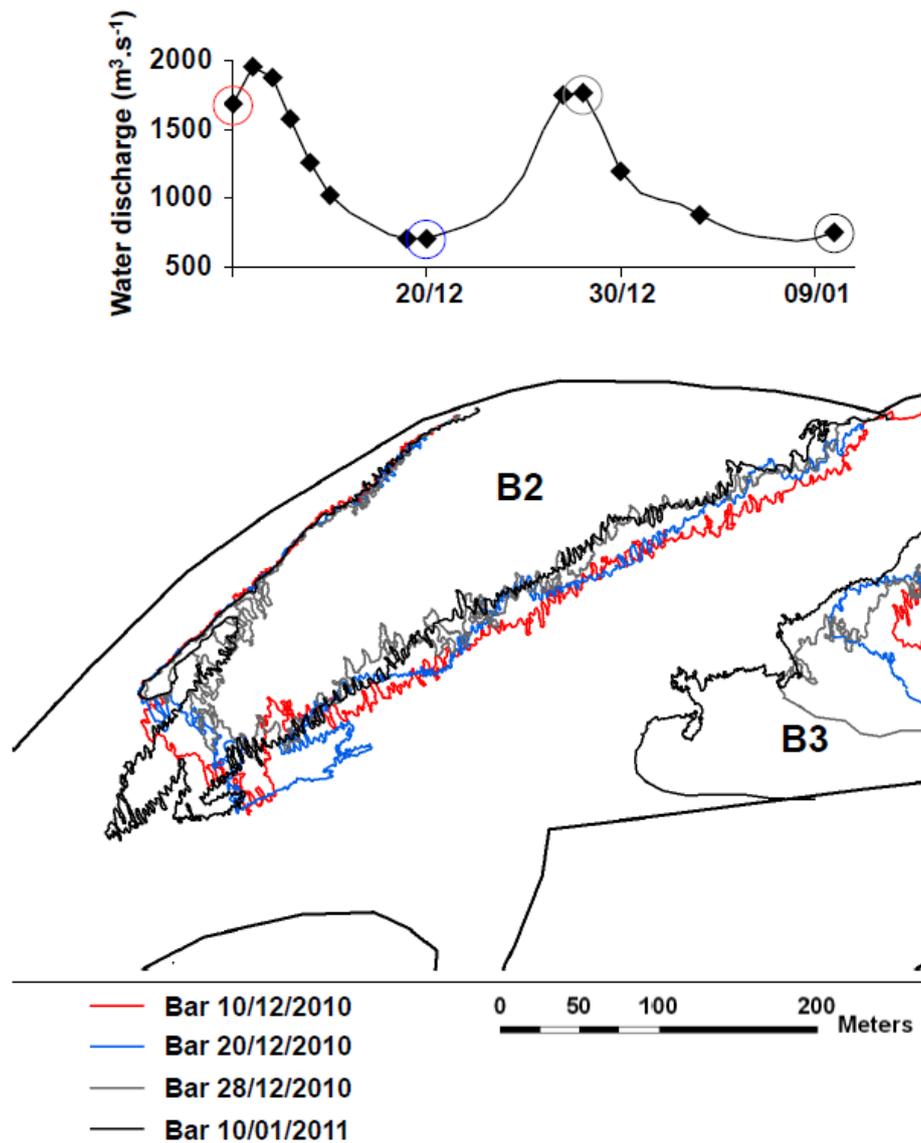


Fig. V. 8. Evolution morphologique des barres en décembre.

V.4.2. Dynamique des dunes en crue

Les dunes sont des formes du lit dont la longueur dépasse 0,6 m et la hauteur qui est du même ordre de grandeur que la profondeur d'eau, est supérieure à 0,05 m (Ashley, 1990). Cette définition regroupe donc sous le terme de dune, des formes du lit dont la hauteur peut varier d'un ou plusieurs ordres de grandeur. Il est également possible que les limites géométriques proposées par Ashley (1990) ne tiennent pas compte des très petites dunes et des dunes en cours de formation (Bridge, 2003).

V.4.2.1. Classification des dunes

Les dunes (ou mésoformes) sont présentes sur la quasi totalité du lit, et ce quels que soient la configuration du lit et les débits. L'observation de ces formes du lit et l'estimation de leurs longueurs d'onde (L_D) a permis de différencier deux classes de dunes selon leur taille (Fig. V. 9). Les petites dunes considérées ici varient entre 0,10 m et 0,55 m de haut, et 3,60 m et 14,23 m de long (Fig. V. 10). La hauteur et la longueur moyenne de ces formes du lit atteignent respectivement 0,26 m et 6,44 m. Selon la classification proposée par Ashley (1990) ces petites dunes correspondent aux catégories *small* et *medium*. Les grandes dunes se différencient grâce à une longueur plus importante qui oscille entre 21,0 m et 132,7 m, et qui mesure en moyenne 66,4 m. Les hauteurs des grandes dunes sont légèrement plus élevées que celles des petites mésoformes (Fig. V. 10). En effet, la hauteur moyenne, minimale et maximale des grandes formes du lit atteint respectivement de 0,64 m, 0,13m et 0,96 m. Selon, Ashley (1990), les longueurs des grandes dunes observées appartiennent aux catégories *large* et *very large* tandis que leurs hauteurs se répartissent entre les classes *small*, *medium* et *large*. Les petites dunes qui migrent sur des grandes sont qualifiées de dunes secondaires (Ashley, 1990).

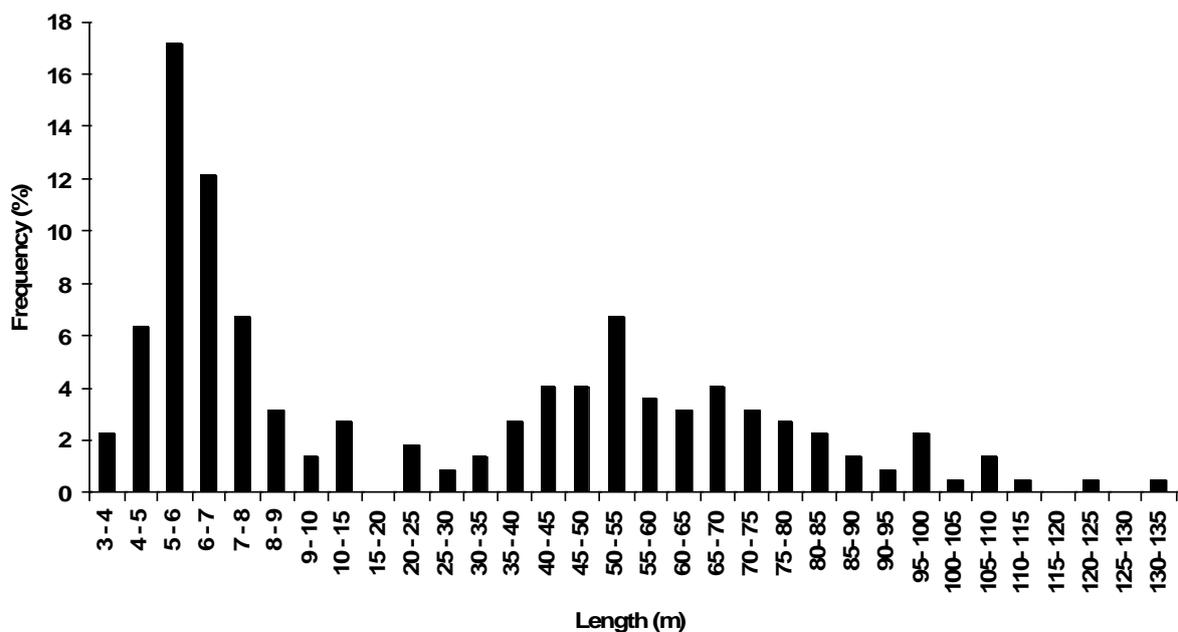


Fig. V. 9. Histogramme de la longueur d'onde des dunes (N=222)

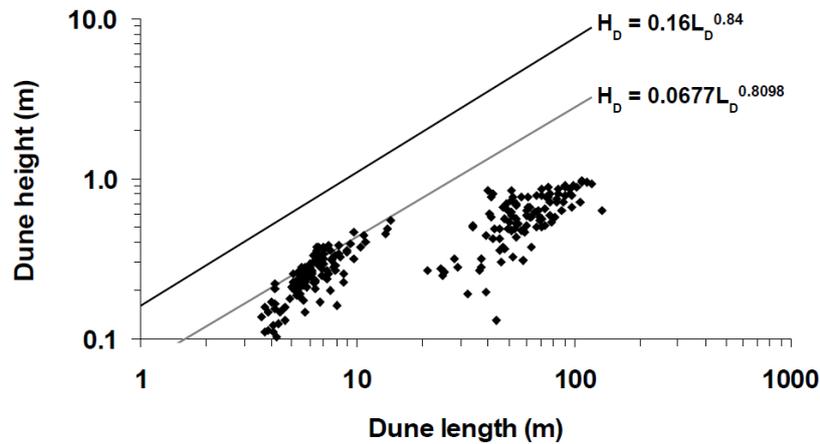


Fig. V. 10. Hauteur des dunes en fonction de leur longueur.
Les deux droites correspondent aux relations établies par Flemming (1988) et Ashley (1990).

L'aspect bimodal de la distribution (Fig. V. 9 et 10) souligne la coexistence de petites et grandes dunes au sein du système (Harbor, 1998 ; Carling *et al.*, 2000a) et par conséquent l'absence de continuum entre ces deux types de dune. Toutefois, la nette distinction entre les deux populations peut avoir été accentuée par l'utilisation de deux méthodes d'échantillonnage inadaptées pour repérer les dunes avec des longueurs comprises entre 10 et 20 m.

V.4.2.2. Direction de migration et forme des dunes

La forme des dunes est caractérisée à partir du tracé de la ligne de crête des dunes. La direction de migration des mésoformes a été définie comme l'axe normal aux lignes de crêtes (Fig. V. 11 et 12).

Au cours de la montée des eaux de la crue de juin, les grandes dunes présentent une configuration bidimensionnelle avec des fronts de progradation obliques dirigés vers les flancs de la barre (Fig. V. 11a). Les petites dunes sont quant à elles transversales aux écoulements et en 2D. Au pic de crue, les petites et grandes dunes ont conservé une configuration quasi-bidimensionnelle et migrent selon un axe essentiellement longitudinal (Fig. V. 11b). En décrue, cette direction se réoriente progressivement vers le nord-ouest, c'est-à-dire vers la rive droite (Fig. V. 11c et 11d). Avec la diminution des débits (et sûrement

l'augmentation des contraintes sur la barre), la ligne de crête des grandes dunes devient nettement plus sinueuse (Fig. V. 11c et 11d).

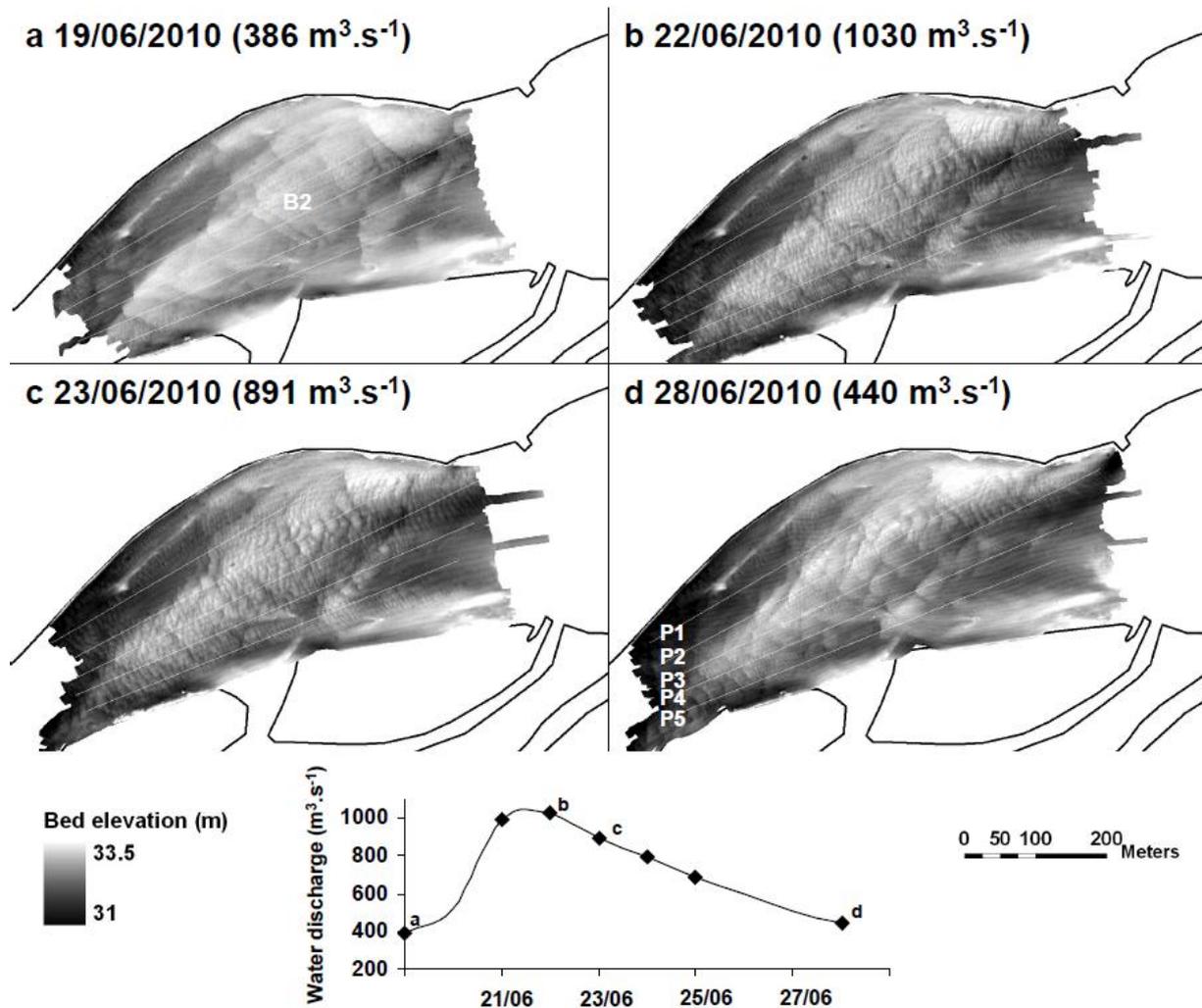


Fig. V. 11. Forme et direction des dunes en juin.

Quels que soient les débits rencontrés lors des épisodes de décembre, les dunes migrant au sein du thalweg (P2), suivent clairement une direction amont-aval avec une configuration 2D (Fig. V. 12). Sur la barre B2 (accollée à la rive droite), les dunes adoptent une forme 2D légèrement plus sinueuse. Sur cette macroforme, les dunes migrent longitudinalement jusqu'au début de la première décrue (Fig. V. 12a). Avec la diminution des débits, les dunes se dirigent davantage en direction de la rive droite (Fig. V. 12b). Lors de la seconde crue, les dunes localisées sur le flanc gauche de la macroforme (c'est-à-dire à

l'interface thalweg/barre), migrent de nouveau selon une direction amont-aval et se distinguent désormais de celles situées au sommet qui migrent toujours vers la rive droite (Fig. V. 12c et 12d). Sur la barre B3 située en amont du tronçon, les dunes adoptent une configuration bidimensionnelle et migrent selon une direction amont-aval durant la première crue (Fig. V. 12a et 12b). Par la suite, les grandes dunes deviennent obliques avec un axe de migration dirigé vers le nord-ouest, c'est-à-dire vers la rive droite (Fig. V. 12c). En toute fin de décrue, des fronts obliques dirigés vers la berge gauche font également leur apparition conférant une forme lingoïde au champ de grandes dunes sur cette barre (Fig. V. 12d).

Des dunes apparaissent également sur le seuil d'entrée du chenal secondaire lorsque les débits sont supérieurs à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces dunes 2D migrent selon un axe amont-aval et ne semblent pas se diriger vers le chenal secondaire.

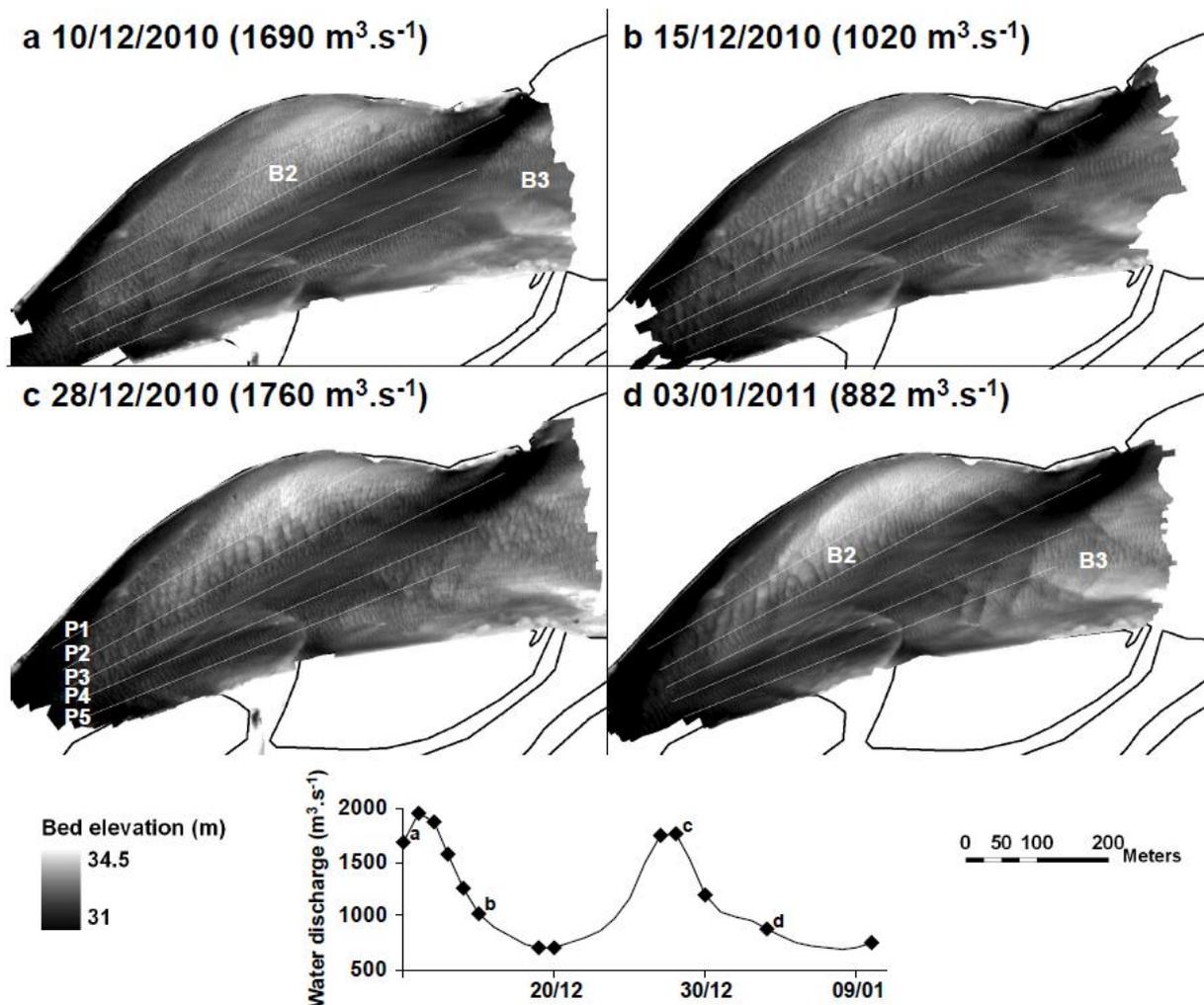


Fig. V. 12. Forme et direction des dunes en décembre.

Ces observations s'opposent à ce qui a été décrit précédemment en milieu estuarien où les petites dunes sont plutôt 3D alors que les grandes sont 2D (Rubin et McCulloch, 1980 ; Dalrymple, 1984 ; Dalrymple et Rhodes, 1995). En effet, les grandes dunes se développent généralement dans les zones profondes où les vitesses sont les plus réduites.

V.4.2.3. Dimension des dunes en crue

La taille des dunes caractérisée ici par leur hauteur, leur longueur et leur *steepness* (ratio H_D/L_D) évolue en fonction des débits. Au cours des crues, ces paramètres augmentent lors de la montée des eaux ; toutefois, lors de la décrue, leur réponse diffère en fonction de la classe des dunes (petites ou grandes) et de leur emplacement au sein du chenal. L'évolution de la taille des dunes durant les crues est détaillée dans les paragraphes suivants.

Lors des crues de juin et décembre 2010, la croissance de la hauteur des petites et des grandes dunes se poursuit jusqu'en milieu de décrue (Fig. V. 13a). Par la suite, les dunes semblent s'aplanir relativement doucement. Durant les deux épisodes étudiés, les dunes (petites et grandes) les plus hautes sont localisées sur le profil P2 (Fig. V. 13a et 14). Sur ce profil, les hauteurs maximales atteintes par les petites et grandes dunes sont respectivement de 0,40 et 0,91 m en juin et de 0,55 et 0,98 m en décembre. Les dunes les moins hautes sont situées sur le profil P1 en juin et sur le profil P3 en décembre (Fig. V. 13a et 14).

Concernant la longueur des dunes, les petites mésoformes s'allongent généralement sur la quasi-totalité des ondes de crue, et n'entament une diminution qu'à la fin des épisodes (Fig. V. 13b). Ce mécanisme reste discernable pour les grandes dunes sur P2 et P3 en juin ainsi que dans la partie gauche du thalweg (P4) lors de la seconde crue de décembre. Dans la majorité des autres cas, les grandes dunes voient leur longueur diminuer rapidement en décrue. La longueur des petites et des grandes dunes ne s'adapte donc pas de la même façon aux variations hydrologiques. Les plus longues dunes sont toujours rencontrées sur le profil P2 (Fig. V. 13b et 14). Sur ce dernier, les longueurs maximales correspondant aux petites et grandes dunes sont respectivement de 10,8 et 98,9 m en juin et de 14,23 et 132,7 m en décembre. Les petites dunes les plus courtes sont observables sur P3 lors des crues de décembre (Fig. V. 13b et 14). Les longueurs sont plus ou moins équivalentes entre P1, P3, P4 et P5.

Les plus grandes dunes sont donc majoritairement localisées sur ou à proximité des barres sédimentaires (Fig. V. 13 et 14). Plus précisément, les plus grandes dunes (que ce soit la classe des petites ou des grandes dunes) sont presque tout le temps localisées sur le profil P2, situé dans le prolongement de la rive droite en aval de l'élargissement de section, c'est-à-dire sur le sommet de la barre B2 en juin, et sur le flanc gauche de cette même barre en décembre. A l'opposé, les parties basses telles que le thalweg et les mouilles sont essentiellement occupées par des formes du lit plus petites (Fig. V. 13 et 14).

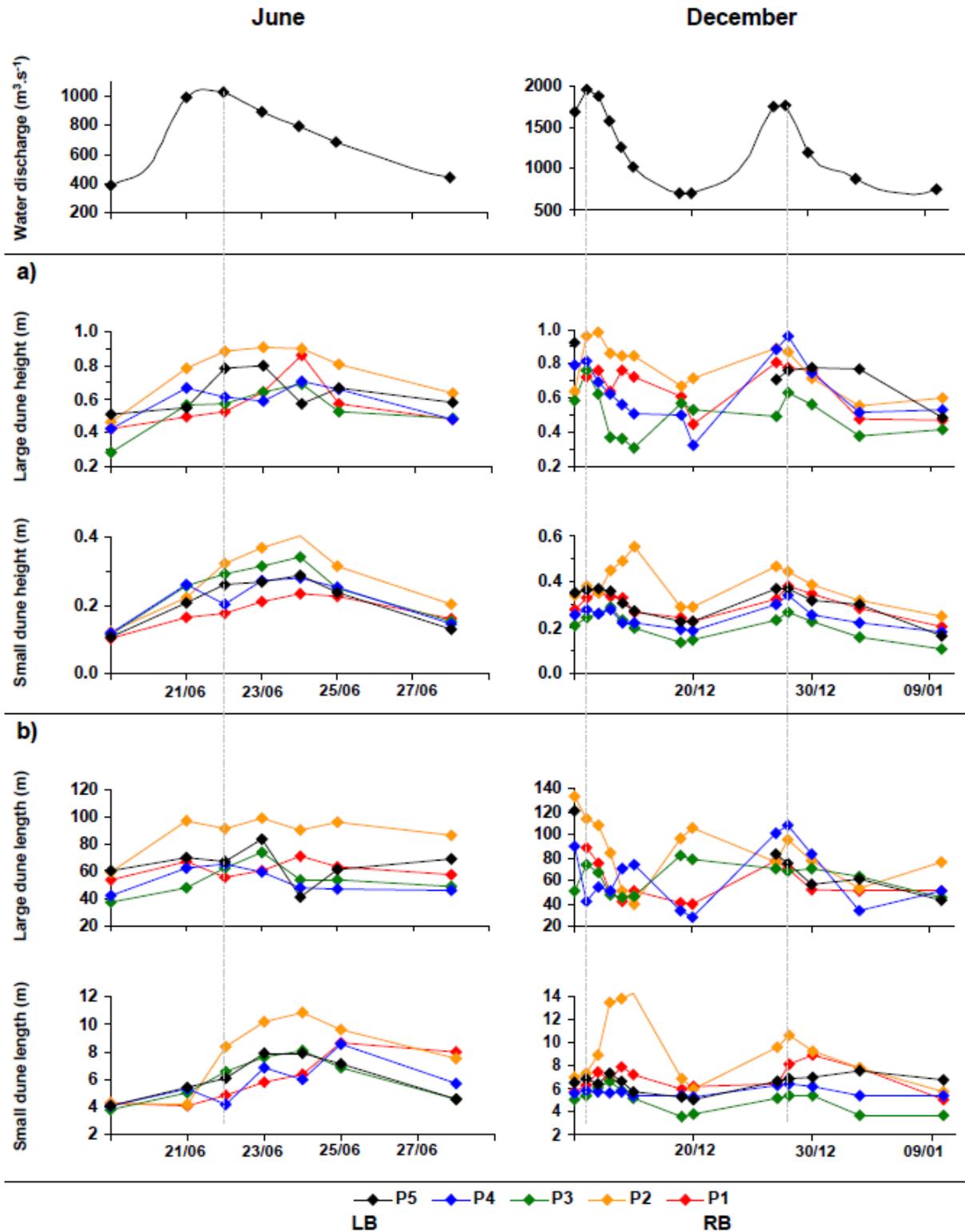
Le *steepness* des grandes dunes augmente durant la montée des eaux et continue de croître lors de la décrue (Fig. V. 13c). Toutefois, lors de la première crue de décembre, sur les profils P3 et P4 (dans le thalweg), une diminution nette du *steepness* est décelable dès le pic de crue pour les grandes dunes et sur P3 durant le second épisode. De même, le *steepness* des petites dunes diminue toujours juste avant le pic de crue. Les valeurs maximales de ce paramètre atteignent respectivement pour les petites et grandes dunes 0,051 et 0,015 en juin. En décembre, elles deviennent légèrement supérieures avec 0,054 pour les petites dunes et 0,021 pour les grandes. Le *steepness* des grandes dunes reste toujours inférieur à celle des petites formes du lit.

L'évolution de la rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) obtenue à partir de la géométrie des grandes et des petites dunes est présentée Fig. V. 13d. En juin, le k_s continue d'augmenter ou demeure toujours élevé après le pic de crue. Durant la première crue de décembre, la rugosité associée aux dunes poursuit son augmentation après le pic de crue sur P1 et P2 (c'est-à-dire sur la barre) tandis qu'elle diminue dès le début de la décrue sur les trois autres profils. A l'exception du profil P5, une réduction du k_s juste après le pic de crue est observable lors de la seconde crue de décembre. Les rugosités hydrauliques maximales sont de 0,47 m en juin et 0,77 m en décembre.

Une comparaison inter-crués montre qu'à débit égal, les petites dunes observées dans la partie centrale du chenal (P3 et P4, Fig. V. 13) sont moins hautes, moins longues et avec un *steepness* plus faible en décembre qu'en juin. Dans la majorité des cas, sur les autres profils, les dimensions atteignent des valeurs du même ordre de grandeur (à débit équivalent).

En décembre, les dunes sont généralement moins hautes et moins longues lors de la seconde crue (Fig. V. 13). Cependant, une évolution opposée est décelable sur P4 localisé en

aval de la barre B3, sur P1 au niveau de la barre B2 et sur le profil P3 pour les grandes dunes. Les dunes ont également un *steepness* moins prononcé durant la seconde crue.



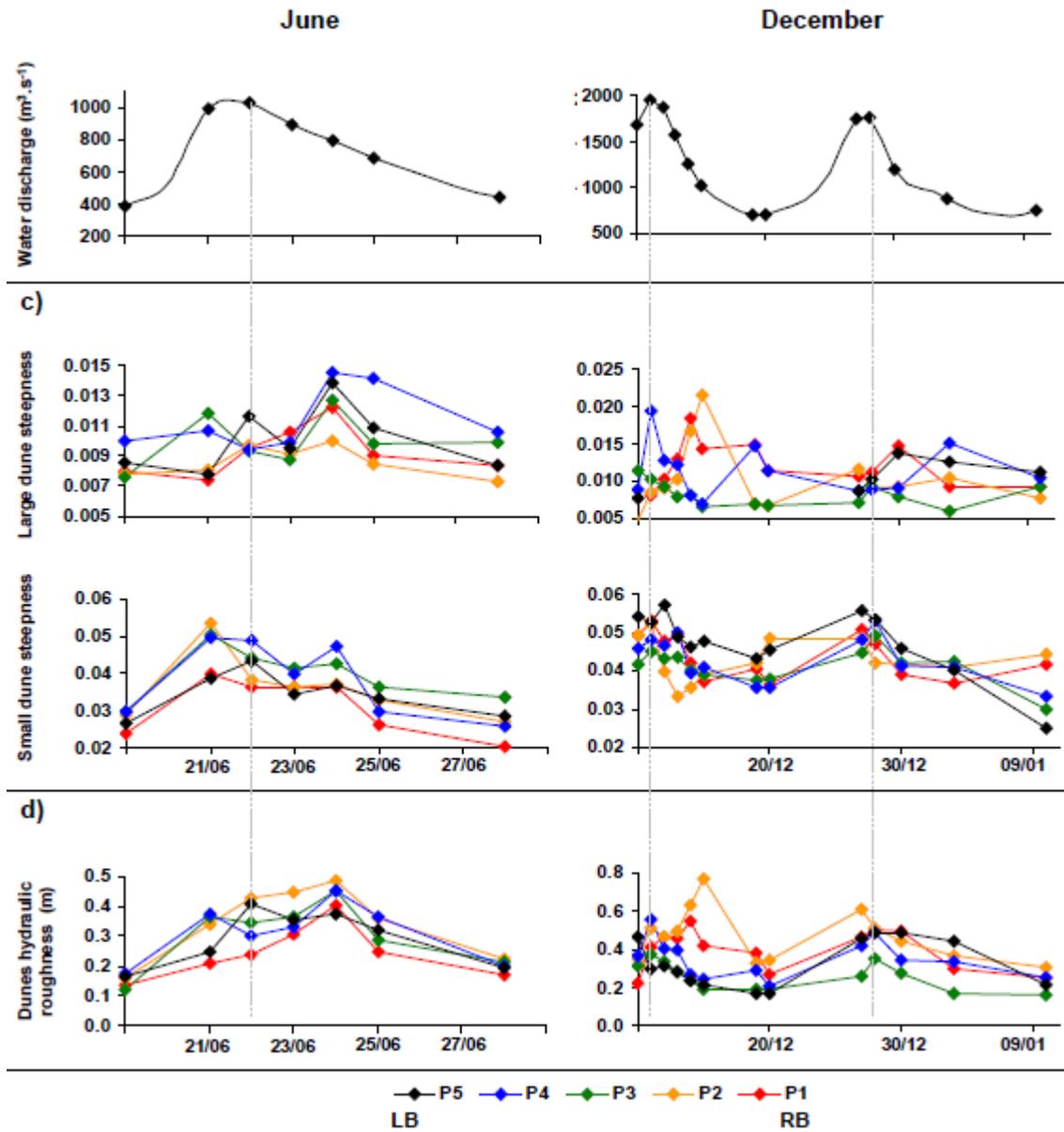
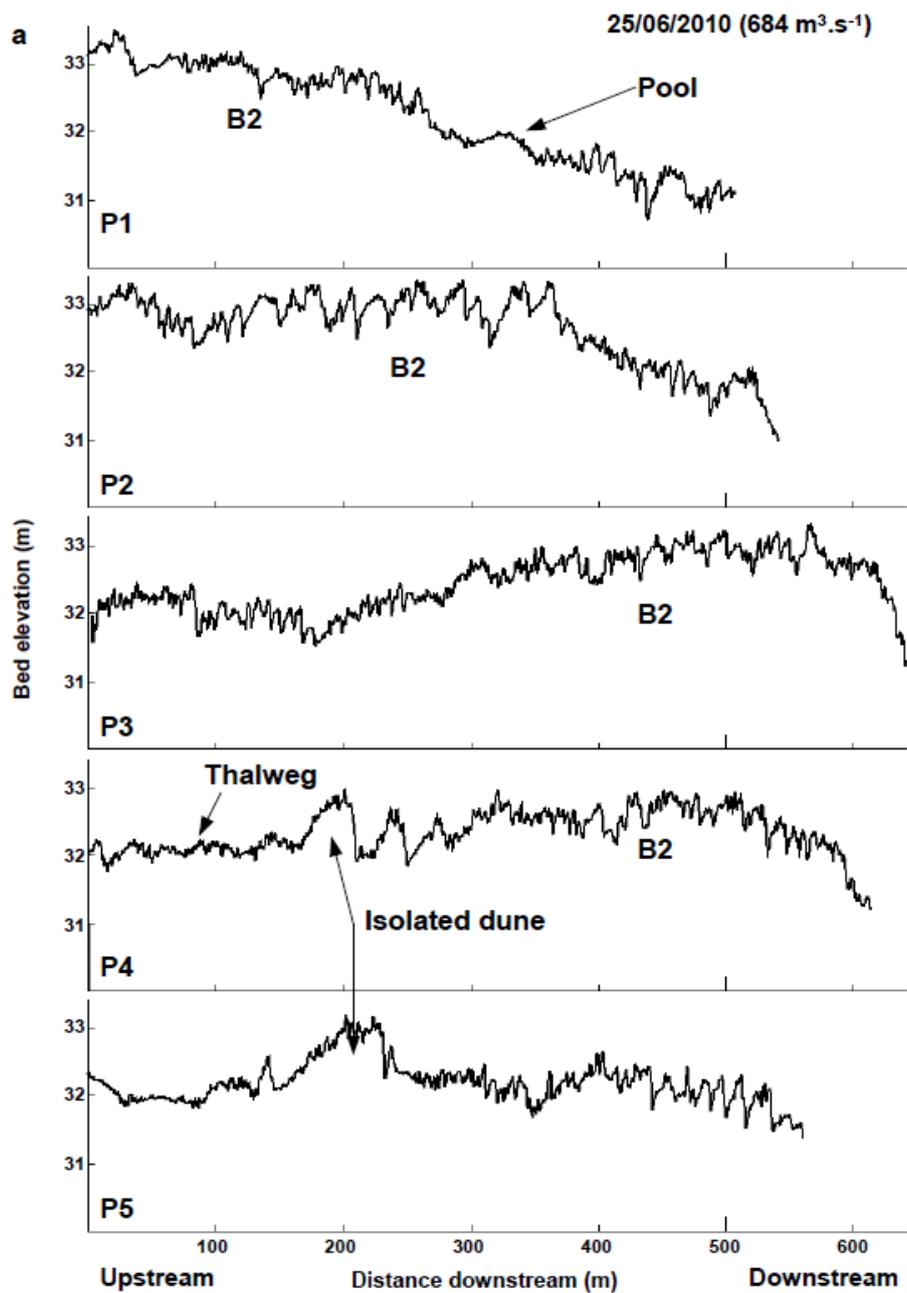


Fig. V. 13. Evolution de la géométrie des dunes durant les crues de juin et de décembre : a) hauteur des dunes, b) longueur des dunes c) steepness des dunes et d) rugosité associée aux dunes. Les pointillés indiquent le pic de crue.



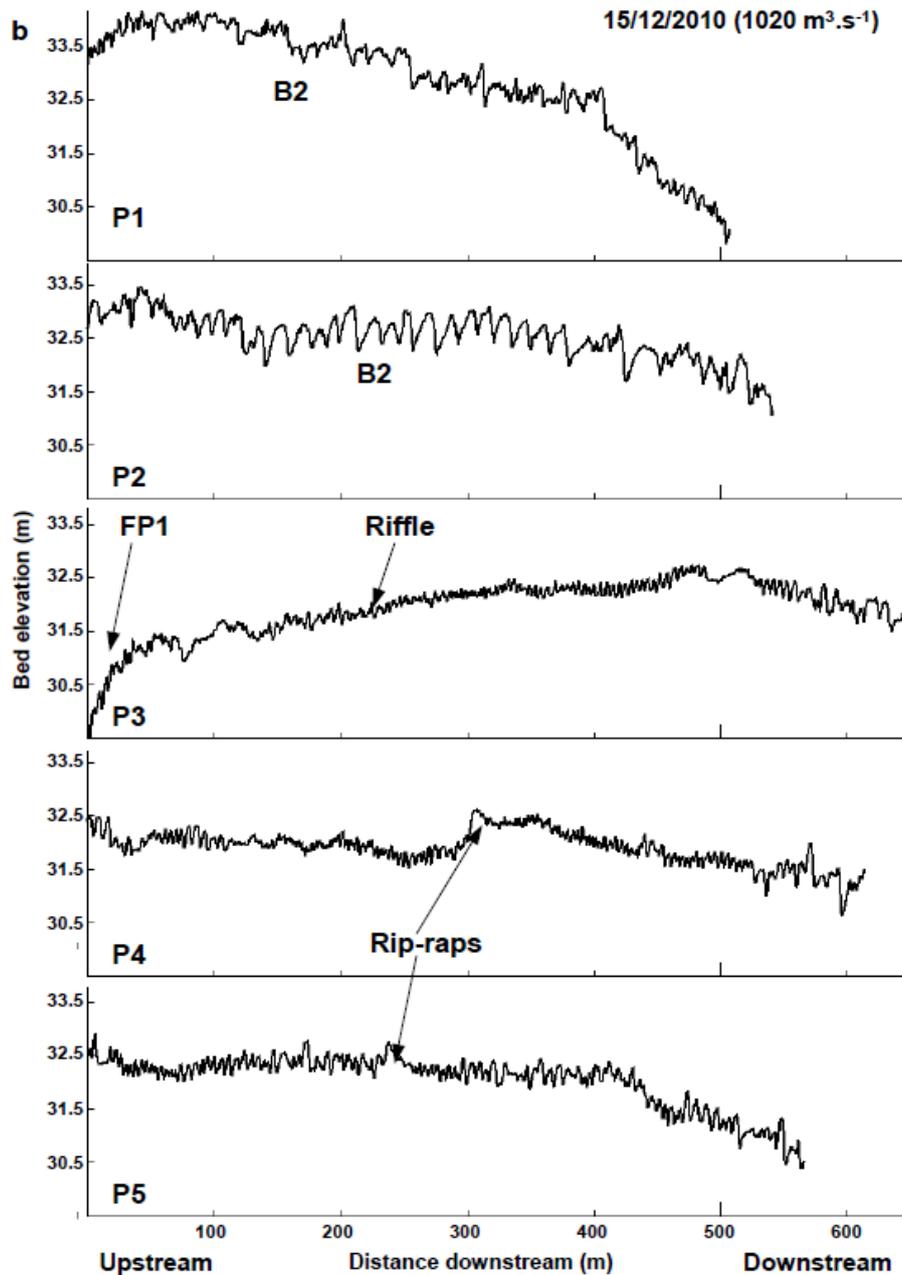


Fig. V. 14. Exemples de profils bathymétriques longitudinaux : a) le 25/06/2010 et b) le 15/12/10. Se référer à la Fig. V. 1 pour la localisation des profils. La dune isolée (isolated dune) désigne une grande dune qui se développe dans un système sous alimenté en sédiment, voir discussion.

Un temps de latence (*lag time*) entre les variations de débit liquide et la taille des dunes est ainsi observable dans la majorité des cas présentés en Fig. V. 13. Ce décalage temporel se traduit le plus souvent par une évolution de la taille des dunes selon une hystérèse durant l'épisode de crue (Allen, 1973). Une hystérèse horaire indique qu'à débit égal les valeurs d'un paramètre sont plus fortes avant le pic de crue qu'après. Une hystérèse antihoraire traduit le processus inverse. Un certain nombre « d'hystérèses complexes » ont

également été observées. Celles-ci décrivent la plupart du temps une hystérèse horaire en début de décrue, puis les valeurs du paramètre diminuent moins vite que les débits, si bien qu'en fin de crue le paramètre atteint des valeurs supérieures à celles enregistrés en début (flèches grises dans Fig. V. 15c). Pour simplifier le discours et la description des résultats nous assimilerons ces « hystérèses complexes » à des hystérèses horaires. Les hystérèses décrites dans les paragraphes suivants sont illustrées à partir d'exemples regroupés dans la Fig. V. 15. L'intégralité des hystérèses observées dans cette étude est consultable en Annexe.

L'ajustement de la hauteur des petites et grandes dunes aux conditions hydrauliques se traduit généralement par une évolution de la hauteur selon une hystérèse dans le sens antihoraire (Fig. V. 15a). Ce processus apparaît comme étant bien plus marqué pendant l'épisode de juin. Cependant, il est également possible de déceler des hystérèses dans le sens horaire sur le profil P4 en juin, sur P2 en décembre (Fig. V. 15b) et sur P3 et P4 pour les grandes dunes lors de la première crue de décembre.

L'évolution de la longueur des grandes dunes dessine durant les crues une hystérèse dans le sens horaire (Fig. V. 15c) sauf sur P3 et P5 en juin et sur P2 et P4 lors de la seconde crue de décembre. La longueur des petites dunes suit généralement une tendance opposée (Fig. V. 15d).

Le *steepness* des grandes dunes évolue en suivant une hystérèse antihoraire (Fig. V. 15e) sur les profils extérieurs (P1, P2 et P5) en juin et sur P1, P2, P3 et P5 en décembre. Sur les autres profils ainsi que dans la majorité des cas rencontrés avec les petites dunes, le *steepness* suit une hystérèse dans le sens horaire (Fig. V. 15f). La rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) évolue généralement dans le même sens que le *steepness* des grandes dunes.

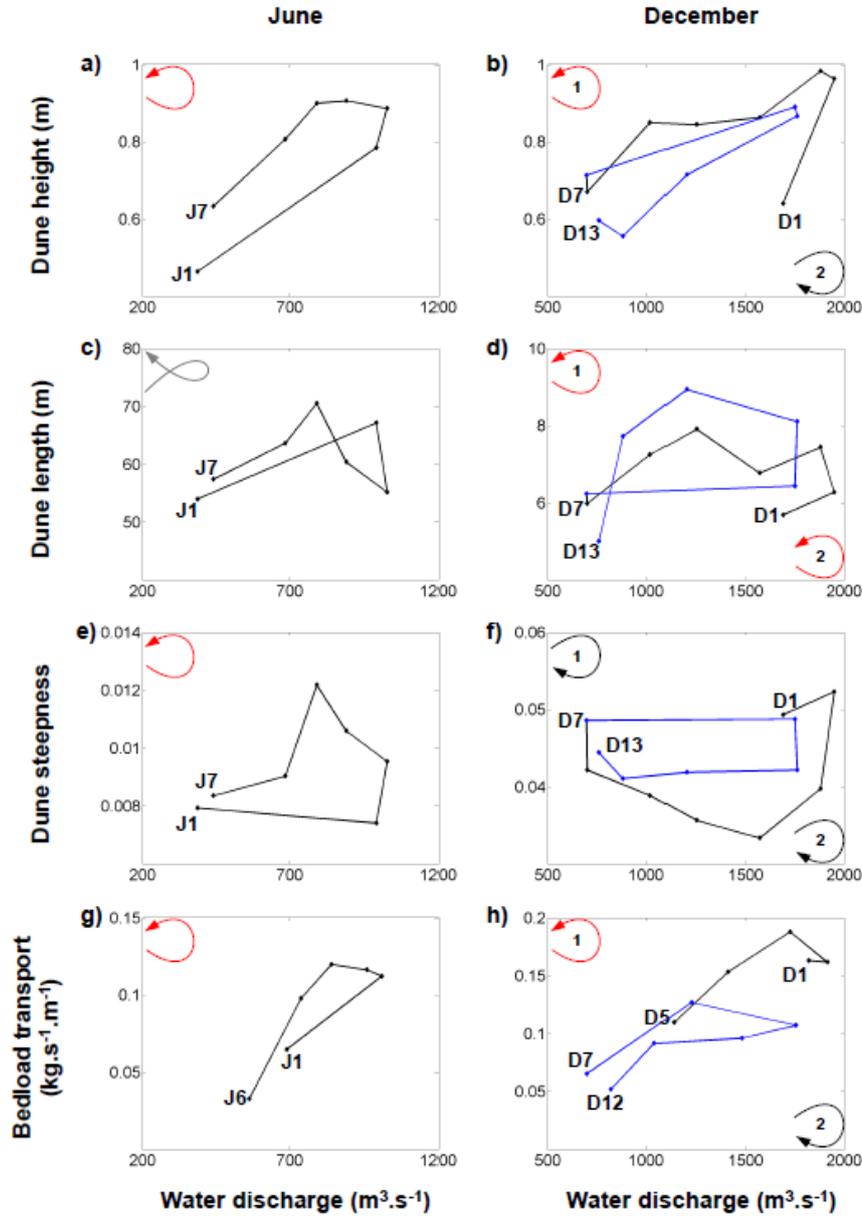


Fig. V. 15. Exemples d'hystérèses pour différentes caractéristiques des dunes mesurées durant les crues de juin et décembre.

a) hauteurs des grandes dunes sur P2 en juin, b) hauteurs des grandes dunes sur P2 en décembre, c) longueurs des grandes dunes sur P1 en juin, d) longueurs des petites dunes sur P1 en décembre, e) *steepness* des grandes dunes sur P1 en juin, f) *steepness* des petites dunes sur P2 en décembre, g) taux de charriage sur P2 en juin, h) taux de charriage sur P3 en décembre. Les lettres J et D désignent respectivement les crues de juin et décembre, les chiffres associés à ces lettres correspondent au jour de mesure. Les flèches rouges indiquent des hystérèses dans le sens antihoraire. Les flèches noires indiquent des hystérèses dans le sens horaire. Les flèches grises indiquent des hystérèses dans le sens horaire juste après le pic de crue, suivie par une augmentation de la valeur du paramètre en fin de décrue qui devient supérieure à celle observée en début d'épisode. Dans les graphiques de décembre, les traits noirs désignent la première crue, les traits bleus désignent la seconde crue. Dans les graphiques de décembre, les notations 1 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la première crue, les notations 2 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la seconde crue.

V.4.3. Débit solide

V.4.3.1. Transport solide charrié par les dunes

En juin, l'estimation du charriage à partir de la hauteur et la vitesse de migration des grandes dunes met en évidence un temps de relaxation relativement important (2-3 jours) sur les profils extérieurs (P1, P2, P4 et P5), ce qui explique que le transport solide y reste significatif à la décrue (Fig. V. 16). Les flux maximum sont relativement homogènes sur la section, du moins sur P2, P4 et P5 et atteignent $130 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. Au centre du chenal (sur P3), le débit solide croît jusqu'à $120 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ et diminue rapidement juste avant le pic de crue. Enfin, sur P1, les flux suivent une évolution singulière qui se caractérise par des taux de charriage faibles qui augmentent lentement et continuellement jusqu'à $100 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ à la quasi fin de la décrue puis qui diminuent nettement en toute fin de crue.

En décembre, les taux de charriage calculés sont généralement plus élevés à la montée des eaux qu'en décrue (Fig. V. 16). Ces résultats coïncident avec les résultats du jaugeage solide réalisé durant cette période (chapitre IV). Une exception est perceptible sur P2 lors de la première crue. En effet, sur ce profil, les taux de charriage continuent d'augmenter en début de décrue. Au cours des épisodes de décembre, le transport solide est toujours le plus conséquent sur le profil P2, c'est-à-dire sur le flanc gauche de la barre B2. Le charriage est ensuite plus faible dans la partie gauche de la section (P3, P4 et P5). Les débits solides les plus faibles sont observés sur P3 lors de la première crue et sur P1 lors de la seconde. Les taux de charriage maximum atteignent $110 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ sur P1, $190 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ sur P2, $160 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ sur P3 et P4, et $120 \text{ g.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ sur P5.

La comparaison inter-crue des taux de charriage montre qu'à débit équivalent le transport solide est plus élevé pendant la crue de juin que durant celles de décembre, excepté sur le profil P1. La configuration morphologique du lit et plus précisément, la position des barres au sein du chenal principal, semble donc affecter les taux de transport. De plus, en décembre, les débits solides estimés sont majoritairement plus élevés lors de la première crue que lors de la seconde.

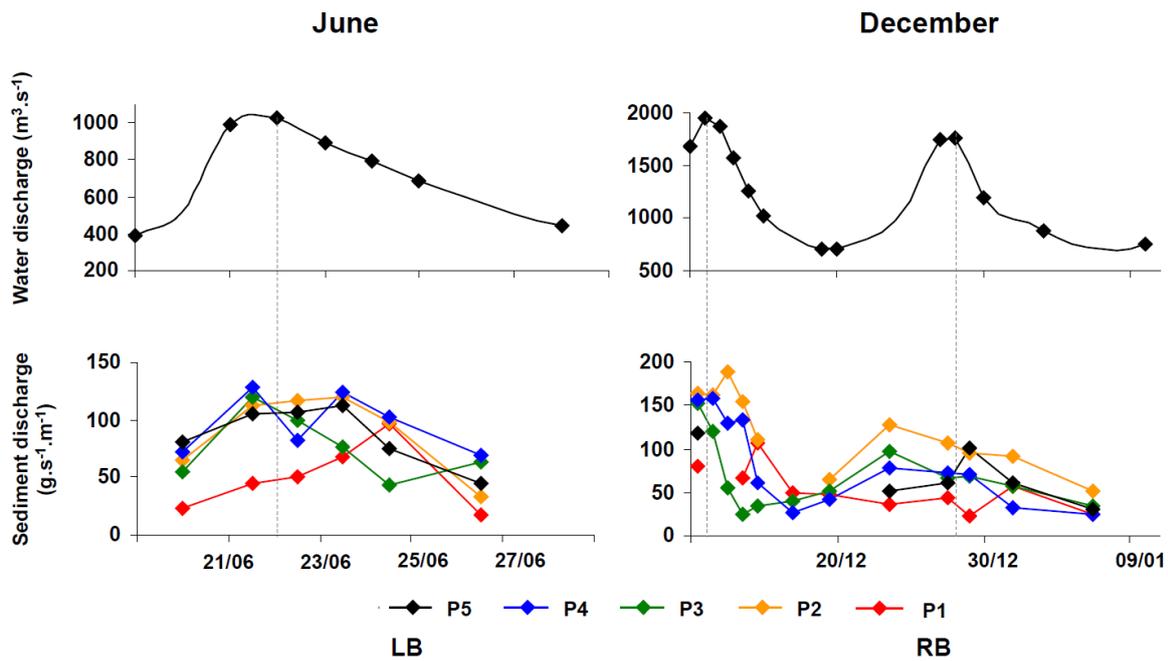


Fig. V. 16. Evolution des taux de charriages durant les crues de juin et décembre. Les pointillés indiquent le pic de crue.

En juin, l'évolution des taux de charriage décrit une hystérèse antihoraire sur P1, P2 et P5 (Fig. V. 15g), et une hystérèse horaire sur P3 et P4. En décembre, à l'exception de P1 et P2 lors de la première crue, tous les taux de charriage suivent une hystérèse dans le sens horaire (Fig. V. 15h).

V.4.3.2. Transport solide charrié par les barres

L'estimation des taux de charriage associés aux barres (grâce à l'équation du *dune tracking*, Eq. 1) s'est révélée délicate en raison d'absence de front de progradation bien défini (cas en juin lorsque les flancs de la macroforme présentent une pente faible surmontée par de nombreuses dunes, voir P2 Fig. V. 11) ou d'absence de migration vers l'aval (cas de B2 en décembre dont la migration est fortement entravée par le rétrécissement). Les débits solides estimés ne sont pas assez continus d'une journée à l'autre et d'un profil à l'autre pour étudier de manière approfondie le charriage associé aux barres.

Malgré tout, les quelques taux de transport solide de fond obtenus ont été comparés à ceux issus de la migration des dunes (Fig. V. 17). Soixante trois pourcent des valeurs

comparées sont comprises dans l'intervalle [0.5 – 2], généralement employé pour comparer des méthodes d'estimation du débit solide (voir entre autres : Andrew, 1981 ; Batalla, 1997). Les débits solides de fond estimés à partir de la migration des barres et des grandes dunes sont donc du même ordre de grandeur.

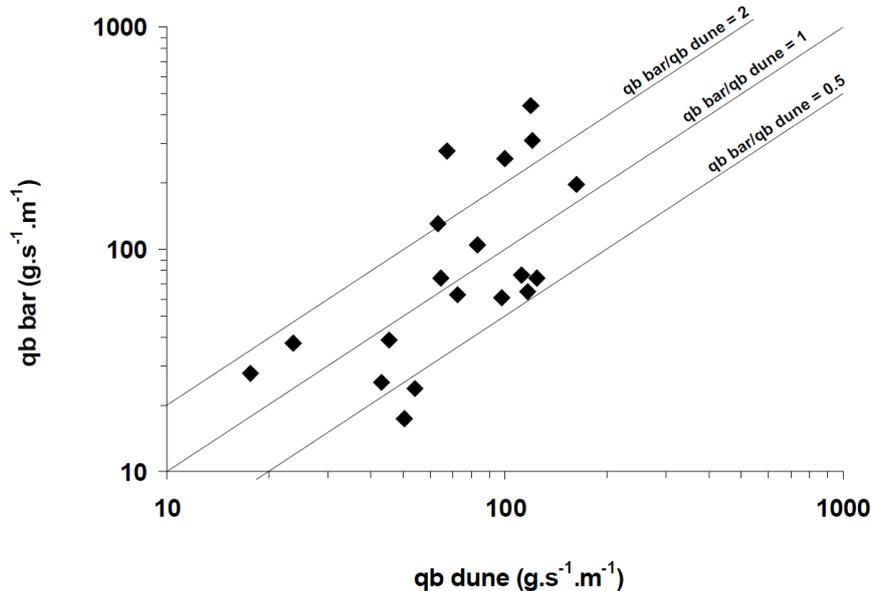


Fig. V. 17. Comparaison des taux de charriage des dunes aux taux de charriage des barres.

V.5. Discussion

V.5.1. Configuration « d'équilibre » des barres et des dunes

V.5.1.1. Les barres

En suggérant que les barres se formaient à partir des turbulences induites par les berges, Yalin (1977) a proposé la relation suivante :

$$L_B = 6W \quad (7)$$

avec L_B la longueur des barres et W la largeur du chenal. Cette relation s'applique principalement aux barres alternes et aux barres de méandres dans des rivières avec un $W/d < 100$ (ce qui est le cas sur ce site lorsque les débits sont supérieurs à $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). De plus, Bertoldi (2005) a synthétisé des résultats d'investigations de terrains et expérimentales

mettant en jeu des barres alternes et a observé que le rapport L_B/W était généralement compris entre 5 et 12.

La largeur du chenal étant variable sur le tronçon d'étude, le rapport entre L_B/W a été calculé pour la section la plus large et la section la plus étroite pour les deux périodes hydrologiques considérées dans cette étude. Ainsi L_B/W varie entre 1.6 et 2 sur la section la plus large, et entre 2.68 et 3.35 sur la section la plus étroite. Deux hypothèses peuvent expliquer les faibles valeurs prises par le ratio L_B/W : soit la non-uniformité et la non-permanence des écoulements font que les barres ne sont jamais équilibre, soit les forçages locaux induits par les variations de largeur du chenal engendrent une configuration d'équilibre des barres qui ne répond pas aux relations théoriques évoquées précédemment.

V.5.1.2. Les dunes

A partir des travaux de Flemming (1988), Ashley (1990) a démontré que la hauteur des dunes dans la nature tendait vers une valeur maximale définie par une fonction empirique :

$$H_{D_{\max}} = 0.16 L_D^{0.84} \quad (8)$$

D'après la Fig. V. 10, cette limite supérieure n'est jamais approchée par les dunes rencontrées dans cette étude. L'utilisation de la moyenne des hauteurs sur chacun des profils peut masquer le fait que certaines formes du lit atteignent cette limite maximale. Toutefois, en raison de la variabilité stochastique de la dimension de dunes individuelles, il est préférable de décrire la taille d'une population de dunes par des valeurs moyennes (Dalrymple et Rhodes, 1995). La hauteur des petites dunes coïncide davantage avec la relation déterminée par Flemming (1988) :

$$H_D = 0.0677 L_D^{0.8098} \quad (9)$$

Les hauteurs des grandes dunes sont toujours nettement inférieures aux valeurs attendues dans les deux relations proposées. Cet écart vis-à-vis de la limite maximale a déjà été perçu sur le Rhin (Carling, 2000a) et le Changjiang (Chen, 2011).

Une méthode alternative, simple, basée sur la valeur de *steepness* des dunes offre la possibilité de vérifier si les formes du lit sont à l'équilibre. Une dune est considérée en équilibre lorsque sa forme et sa masse restent constantes (Wippermann et Gross, 1986). Il a

ainsi été mis en évidence à l'issue d'études théoriques et expérimentales, que les dunes sont en équilibre lorsque leur *steepness* est supérieur à 0.06 (Yalin, 1977 ; Allen, 1984). En dessous de cette valeur, les formes du lit ne sont pas en équilibre ou bien elles constituent la réponse à des contraintes locales (hauteur d'eau, apport sédimentaire). L'analyse de la Fig. V. 18 montre que le rapport H_D/L_D des dunes est souvent inférieur à 0.06. Les dunes ne sont donc généralement pas en équilibre.

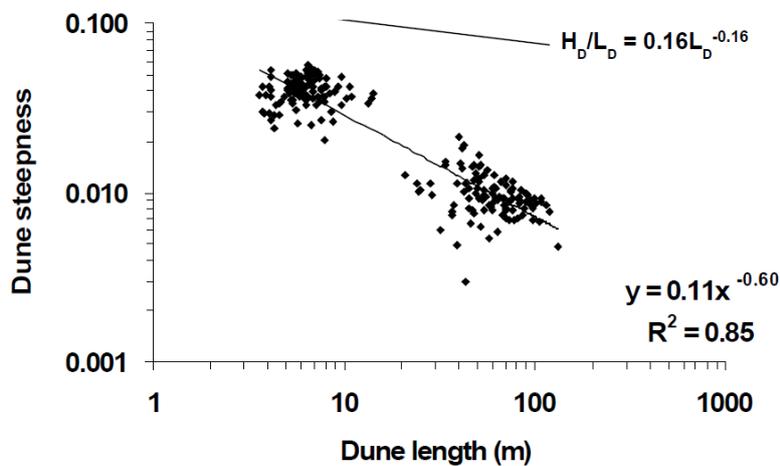


Fig. V. 18. Steepness des dunes en fonction de leurs longueurs d'onde (N = 222).

De nombreux modèles associant la hauteur ou la longueur des dunes à la profondeur d'eau ont également été développés (Yalin, 1964, 1977 ; Fredsøe, 1982 ; Julien et Klaassen, 1995). Les données récoltées dans le cadre de cette étude ont été confrontées aux modèles de Yalin (1964) basé sur des données expérimentales et théoriques :

$$H_D = 0.167d \quad (10)$$

$$L_D = 5d \quad (11)$$

et de Julien et Klaassen (1995) basé sur des données de terrain acquises dans des grandes rivières en crues :

$$H_D = 2.5D_{50}^{0.3} d^{0.7} \quad (12)$$

$$L_D = 6.5d \quad (13)$$

avec d la profondeur d'eau et D_{50} le diamètre médian des sédiments du lit.

D'après la Fig. V. 19a, la hauteur des grandes dunes est globalement bien estimée par le modèle de Yalin. A l'opposé, la hauteur des petites dunes reste toujours largement inférieure aux prédictions des modèles. Les longueurs d'onde ne sont pas correctement prédites par les modèles (Fig. V. 19b) : la longueur des grandes dunes est toujours sous-estimée et celle des petites toujours surestimée. Les relations empiriques testées ne permettent pas de prédire correctement les dimensions des dunes mesurées sur le tronçon étudié.

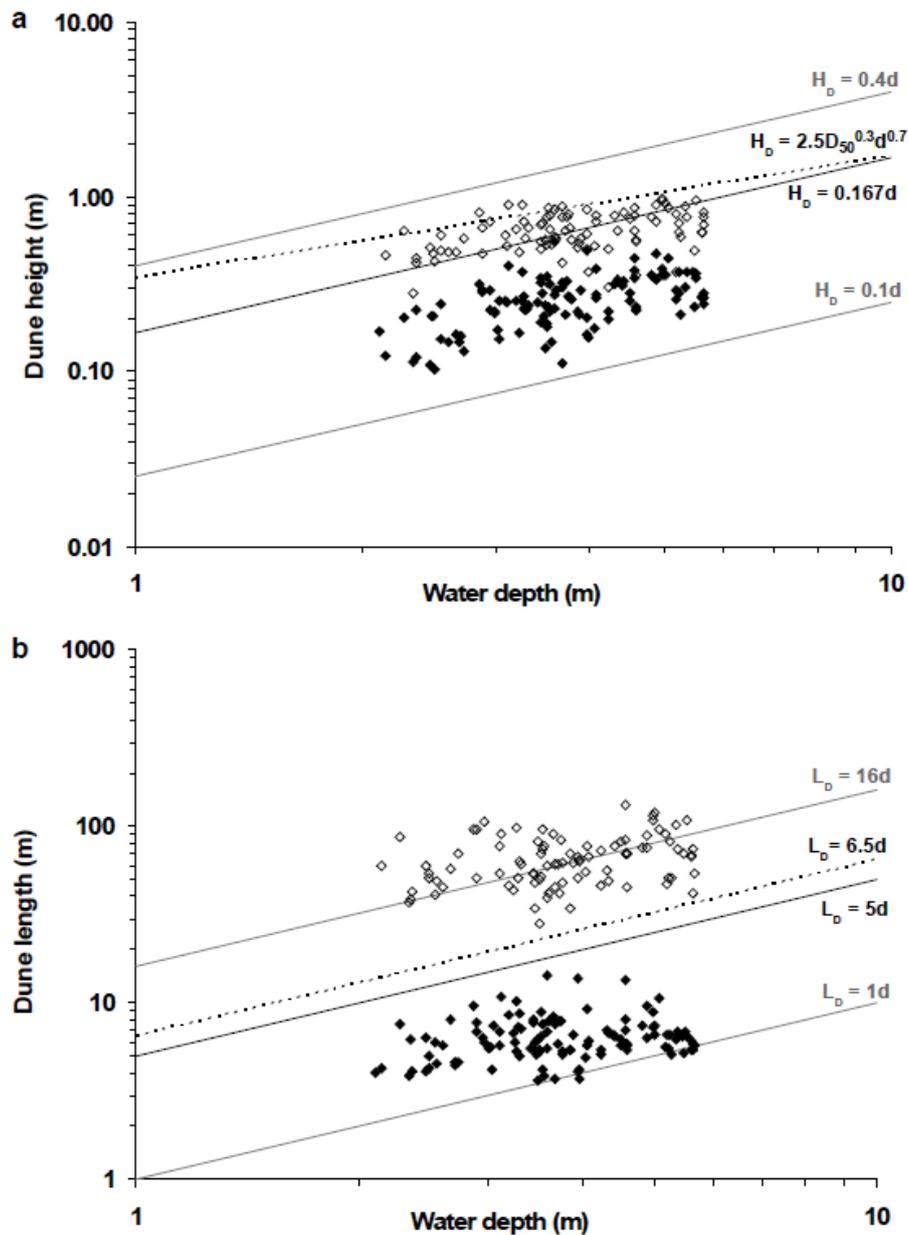


Fig. V. 19. a) hauteur et b) longueur des dunes en fonction de la profondeur d'eau. Les points blancs correspondent aux grandes dunes. Les points noirs correspondent aux petites dunes.

Les dunes observées sur le site d'étude ne sont pas en équilibre, probablement à cause d'un apport sédimentaire et/ou d'une hauteur d'eau limités (Harbor, 1998 ; Carling *et al.*, 2000a ; Flemming, 2000 ; Francken *et al.*, 2004). Nous chercherons dans la partie suivante lequel de ces deux facteurs affectent le plus la géométrie des dunes.

V.5.2. Influence des barres et de la non-uniformité de la disponibilité en sédiments sur la morphodynamique des dunes

La Fig. V. 20 indique que les hauteurs d'eau et les hauteurs de dune sont reliées par des relations linéaires plus ou moins significatives. La hauteur d'eau contrôle donc en partie la hauteur des dunes. Toutefois, ces relations diffèrent en fonction des profils suivis, et par conséquent de l'emplacement des dunes au sein du chenal. Plus précisément, quelles que soient les conditions hydrologiques, à hauteur d'eau égale (même si les tailles de dunes proviennent de mesures réalisées lors de débits différents), les dunes sont généralement plus hautes sur ou près des barres (P1, P2 et P5) que dans le thalweg (P3 et P4). Les données de juin ne sont pas présentées sur la Fig. V. 20, car une partie du thalweg et une partie de la barre sont présentes sur chaque profil. Il n'est donc pas possible d'observer avec ces données, l'influence de l'altitude du fond du lit sur la hauteur des dunes.

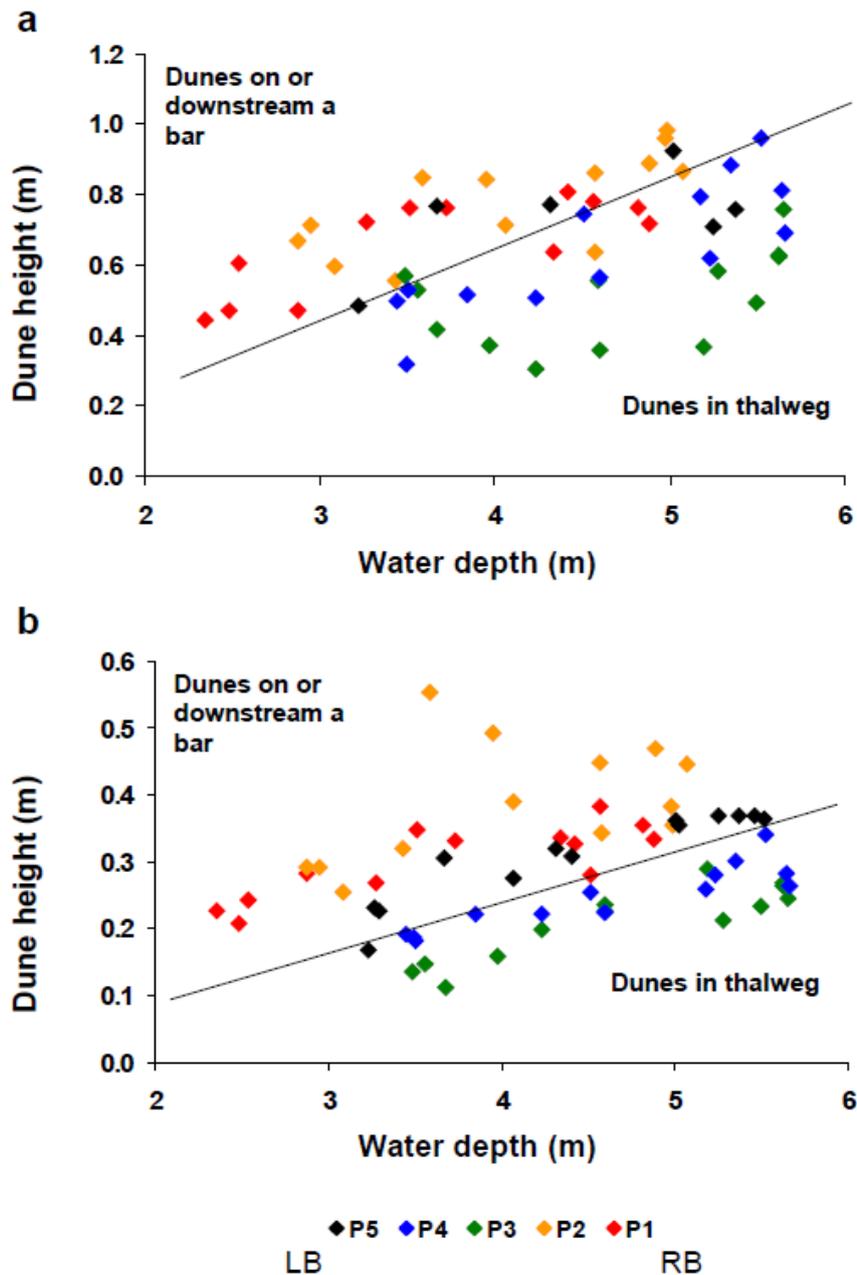


Fig. V. 20. Hauteur a) des grandes dunes et b) des petites dunes sur chaque profil longitudinal en fonction de la profondeur d'eau lors des crues de décembre.

Les résultats observés sur la Fig. V. 20 sont contraires aux Eq. 10 et 12 et à la majorité des observations de terrain (Coleman, 1969 ; Thorne *et al.*, 1993 ; Dalrymple et Rhodes, 1995 ; Ashworth *et al.*, 2000) qui associent les plus grandes dunes aux zones les plus profondes. A l'opposé, Villard et Church (2005), ont déjà observé dans l'estuaire de la Fraser river (Canada) que les dunes migrant sur une barre latérale en cours de formation étaient bien plus grandes que celles localisées dans le thalweg. Dans le système étudié, la position des

dunes vis-à-vis des barres semble donc contrôler davantage le développement des dunes que la hauteur d'eau.

Ainsi, il est probable que la couche limite qui se déploie sur les barres soit suffisante pour favoriser la dynamique de formes du lit plus petites (Carling, *et al.*, 2000a). De plus, Tuijnder *et al.* (2009) ont mis en avant expérimentalement qu'un système avec un apport en sédiment limité (ou une couche active du lit peu épaisse) se caractérise par de petites dunes régulières qualifiées de dunes sous-alimentées (*starved dunes* selon Dalrymple et Rhodes, 1995), et qu'une augmentation de l'apport sédimentaire (ou une couche active plus épaisse) engendre une croissance de la taille des dunes et une plus forte irrégularité de leur dimension. Kleinhans *et al.* 2002 et Tuijnder *et al.* (2009) ont également montré que dans des conditions d'apports sédimentaires limités, la taille des dunes est indépendante de la hauteur d'eau et de la vitesse des courants.

Selon Tuijnder *et al.* (2009), le fait que les dunes soient plus grandes sur les barres, et plus petites (*starved dunes*) dans les parties basses (Fig. V. 11, 12, 13, 14 et 20) peut refléter une couche active plus épaisse au niveau des macroformes et la présence d'un substratum ou d'une couche armurée sous le thalweg. En offrant une couche active plus épaisse, les barres favorisent le développement des dunes qui leur sont superposées.

De plus, lorsque les barres sont en configuration alterne, les dimensions des dunes sous-alimentées (*starved dunes*) ne sont pas homogènes à l'échelle du chenal (Fig. V. 12 et 13). En effet, celles qui migrent dans la partie gauche du chenal, en aval d'une barre (voir dunes sur P4 et P5 en aval de B3 en décembre) sont plus grandes que celles se déplaçant au sein du thalweg. Il est possible qu'une certaine quantité de sédiments soient relarguée par la barre amont B3 dans la partie gauche du chenal. La quantité de sédiments disponibles (et donc l'épaisseur de la couche active) est alors suffisante pour permettre le développement de dunes de taille moyenne dans la partie gauche du chenal.

En juin, seule une grande dune migre dans la partie gauche du chenal amont (Fig. V. 6 et 14). Il n'est pas possible d'y distinguer de dunes sous-alimentées, soit parce que les dunes présentes sont trop petites par rapport à la résolution obtenue par la technique bathymétrique, soit parce qu'une surface armurée s'est développée. Ces observations et l'absence de barre migrante en amont reflètent probablement une disponibilité en sédiment limitée dans la partie gauche du chenal et une couche active très peu épaisse. Le système répond à ce sous-alimentation en développant de grandes dunes similaires aux dunes isolées (*isolated dunes*) évoquées par Carling *et al.* (2000a) sur le Rhin. Ces dunes isolées correspondent à de

grandes dunes très espacées les unes des autres qui migrent sur une surface armurée et qui se développent jusqu'à être limitées par la hauteur d'eau.

D'après les analyses précédentes, et selon les travaux de Kleinhans *et al.* (2002) et Tuijnder *et al.* (2009), il est probable qu'une partie du chenal étudié (la partie centrale et gauche en décembre) soit sous-alimentée en sédiments. L'apport sédimentaire et la disponibilité en sédiment n'est donc pas uniforme au sein de la section. Dans ce contexte, la configuration des barres et leur évolution morphologique influencent davantage la morphodynamique des dunes que les écoulements. En effet, les macroformes favorisent le développement des dunes en augmentant localement la disponibilité en sédiment, soit en fournissant une couche active de sédiment importante, soit en intensifiant l'apport sédimentaire en aval de leur position. D'après les données recueillies, il semble que les dunes sous-alimentées constituent une réponse à une disponibilité en sédiment relativement limitée. Les dunes isolées se développent lorsque la disponibilité en sédiment est significativement limitée.

V.5.3. Influence de la migration des dunes sur la morphodynamique des barres

Les modèles numériques de terrain présentés en Fig. V. 11 et 12 indiquent que les dunes qui entrent dans le système après être sorties de la mouille forcée amont (FP1) suivent un axe clairement défini, parallèle à la rive gauche et aligné sur P2. C'est le long de cet axe de charriage, directement dirigé vers les barres localisées plus en aval que les dunes sont toujours les plus grandes (Fig. V. 13 et 14). L'essentiel des grandes dunes entrant dans le système se dirigent donc vers les macroformes. Plus précisément, en juin, les dunes qui transitent au sein de l'axe de charriage progradent d'abord sur la partie amont de la barre (B2) puis, transversalité de la macroforme oblige, sur son flanc droit. En décembre, les dunes de l'axe de charriage migrent vers le flanc gauche de la barre latérale (B2) raccordée à la rive droite. La non-uniformité des écoulements (Fig. V. 3) rencontrée sur les macroformes peut ensuite engendrer une hétérogénéité du transport solide sur les différentes faces des dunes et ainsi occasionner leur migration oblique comme le montre la disposition de leurs crêtes (Dietrich et Smith, 1984 ; Bridge, 1993 ; Dalrymple et Rhodes, 1995). L'influence de la non-uniformité

des écoulements sur la direction de migration des dunes est d'autant plus forte que les dunes sont grandes (Dalrymple, 1984). Ainsi une fois sur les barres, les dunes ne migrent plus vers le sud-ouest (axe longitudinal) mais vers le nord-ouest, c'est çà dire vers la rive droite (Fig. V. 11 et 12). En juin, les dunes se dirigent préférentiellement vers le flanc droit de la barre, assurant ainsi son accrétion latérale. Lors de la première crue de décembre, la trajectoire oblique des grandes dunes en décrue permet l'apport et le dépôt d'un volume conséquent de sédiments sur la partie amont et au centre de la barre et entraînent son élévation (Fig. V. 5). Durant la seconde crue de décembre, l'élévation de la barre a accentué la pente de son flanc gauche, si bien que les grandes dunes qui transitent le long de l'axe de charriage principal migrent de façon moins prononcée vers le sommet (Fig. V. 12c et 12d). L'aggradation de la barre devient limitée. Seules les dunes localisées sur le sommet de la macroforme sont déviées et assurent le déplacement de la partie sommitale de la barre vers la rive droite.

L'influence des dunes sur la migration des barres transparait également à travers les volumes de sédiment charriés par ces deux types de formes du lit. Les estimations effectuées dans le cadre de cette étude ont montré que les volumes de sédiments transportés par les grandes dunes concordent avec ceux issus du déplacement des barres (Fig. V. 17). La migration des grandes dunes superposées sur les barres constitue donc un mécanisme moteur pour la migration des barres (Venditti *et al.*, 2005 ; Villard et Church, 2005).

Comme d'autres études l'ont montré (Bristow, 1987 ; Ashworth *et al.*, 2000, Rodrigues *et al.*, 2012), la morphodynamique des barres est significativement conditionnée par la direction de migration et l'accrétion des dunes, ces dernières étant influencées par la non uniformité des écoulements et de l'apport sédimentaire au sein du chenal.

V.5.4. Relation entre la rugosité hydraulique associée aux dunes et le charriage en crue

Les hystérèses suivies par le transport de la charge de fond répondent à une combinaison complexe de plusieurs mécanismes parmi lesquels on trouve le temps de latence associé au développement des dunes (Kleinhans *et al.*, 2007 ; Frings et Kleinhans, 2008).

Nous allons nous intéresser dans ce qui suit à la relation entre le transport de la charge de fond (q_b) et rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) en contexte de crue.

La dynamique des dunes lors des crues conditionne significativement l'évolution du transport solide (Julien et Klaassen, 1995 ; Ten Brinke *et al.*, 1999 ; Villard et Church, 2003 ; Wilbers et Ten Brinke ; 2003). Le temps de latence pris par les dunes avant l'adaptation de leurs dimensions aux écoulements conduit généralement à des hystérèses du transport solide (Allen, 1973).

Le temps de latence entre variation de débit et taille des dunes se traduit généralement par une croissance au cours de la décrue de leur *steepness* et de la rugosité hydraulique qui leur est associée (k_s). L'augmentation de la rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) accentue les turbulences et contribue à dissiper l'énergie disponible dans la rivière (contrainte de cisaillement totale ou *total shear stress*, τ). Par conséquent, la fraction de l'énergie disponible pour le transport des particules du lit (contrainte de cisaillement de grain ou *grain shear stress*, τ') se trouve réduite. Dans ce cas de figure, le charriage (q_b) diminue en décrue. La rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) suit donc une tendance opposée à celle de la charge de fond. Néanmoins, d'après la Fig. V. 21, les k_s et q_b observés durant les crues de juin et de décembre décrivent souvent des évolutions (hystérèses) similaires.

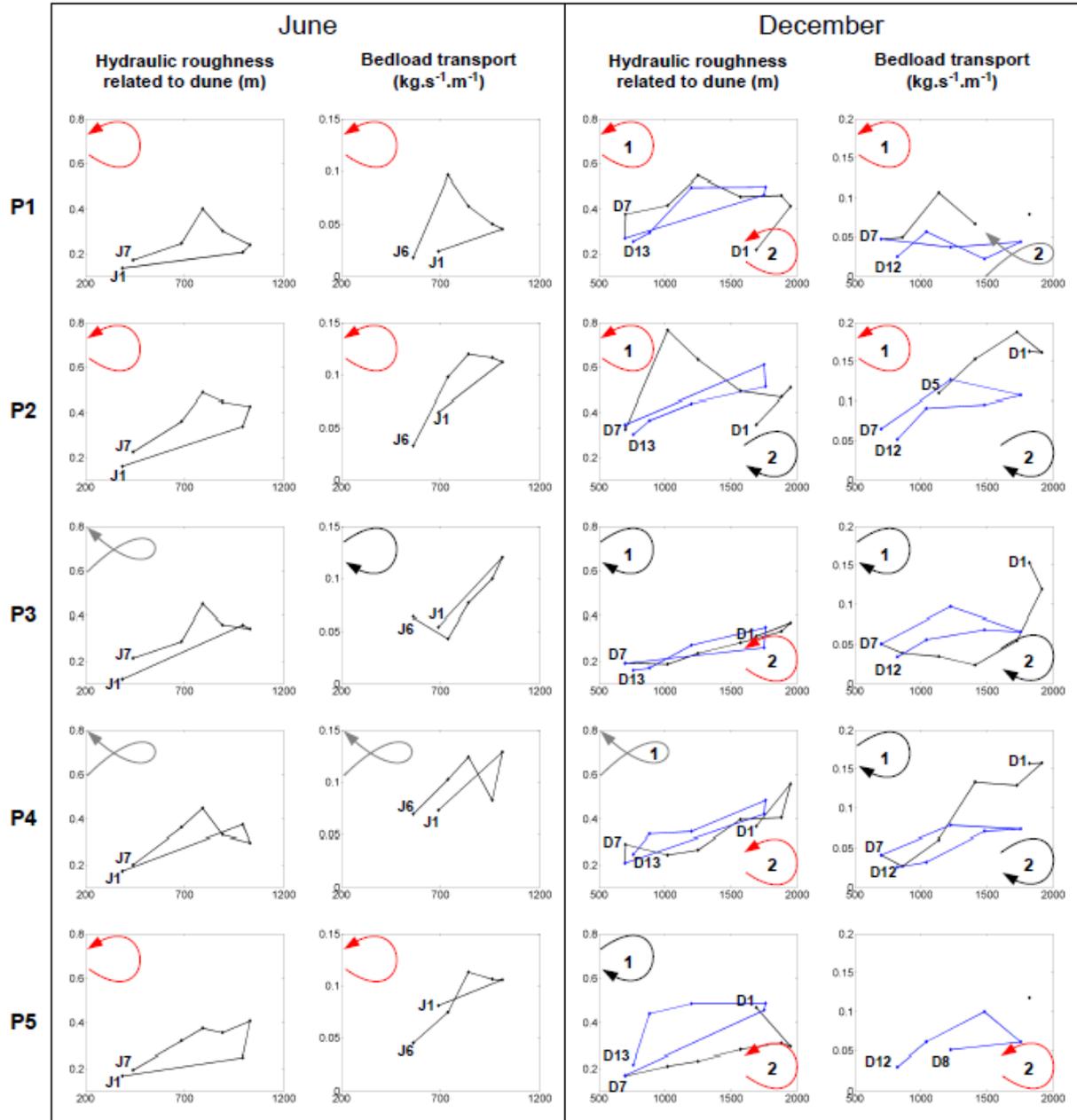


Fig. V. 21. Evolution de la rugosité hydraulique et des taux de charriage associés aux dunes durant les crues de juin et de décembre.

Les flèches rouges indiquent des hystérèses dans le sens antihoraire. Les flèches noires indiquent des hystérèses dans le sens horaire. Les flèches grises indiquent des hystérèses dans le sens horaire juste après le pic de crue, suivie par une augmentation de la valeur du paramètre en fin de décrue qui devient supérieure à celle observée en début d'épisode. Les lettres J et D désignent respectivement les crues de juin et décembre, les chiffres associés à ces lettres correspondent au jour de mesure. Dans les graphiques de décembre, les traits noirs désignent la première crue, les traits bleus désignent la seconde crue. Dans les graphiques de décembre, les notations 1 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la première crue, les notations 2 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la seconde crue.

Cette relation entre k_s et q_b a déjà été soulignée par Frings et Kleinhans (2008) dans la partie néerlandaise du Rhin. Ces auteurs ont expliqué ce résultat contre-intuitif à travers une relation obtenue en combinant les équations de Chézy et White – Colebrook qui associe *total shear stress* (τ), *grain shear stress* (τ') et rugosité associée aux dunes (k_s) :

$$\frac{u}{\sqrt{dS}} = 18 \log \left(\frac{12d}{k_s} \right) \quad (14)$$

avec u la vitesse des écoulements ($m.s^{-1}$), d la hauteur d'eau (m), S la pente ($m.m^{-1}$). La contrainte de cisaillement totale est proportionnelle à dS ($\tau = \rho g dS$) et la contrainte de cisaillement de grain est proportionnelle à u ($\tau' = \rho g u^2 / C'^2$). Généralement, on considère que τ et τ' selon reliés de la manière suivante (Einstein et Barbarossa, 1952) :

$$\tau = \tau' + \tau'' \quad (15)$$

avec τ'' la contrainte de cisaillement associée aux formes du lit, et dans le cas présent associée au k_s .

Comme expliqué précédemment, et d'après l'Eq. 14, durant une décrue, une augmentation de la rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) augmente la formation des turbulences, et donc la quantité nécessaire de contrainte de cisaillement de grain (τ') pour surpasser la résistance du lit ; en théorie, une part plus faible de la contrainte de cisaillement totale (τ) est disponible pour le charriage (u/\sqrt{dS} ou τ'/τ diminue). Selon Frings et Kleinhans (2008), un autre mécanisme peut venir inverser la relation entre k_s et q_b . En effet, le produit hauteur d'eau et pente de la ligne d'eau (dS) peut également augmenter au cours de la décrue (du fait de l'évolution des débits). Dans ce cas, la contrainte de cisaillement totale (τ) s'accroît à son tour et s'accompagne d'une augmentation de la valeur absolue de la contrainte de cisaillement de grain (τ') et donc de l'énergie utilisable pour le charriage. L'accroissement du τ lié au passage de l'onde de crue peut ainsi contrebalancer la diminution d'énergie induite par la hausse du k_s . Comme, il y a plus d'énergie disponible au sein du chenal, le charriage (q_b) augmente durant la décrue.

Une augmentation de la rugosité associée aux dunes (k_s) peut donc s'accompagner d'un accroissement du charriage (q_b), et *vice versa* (Frings et Kleinhans, 2008).

L'évolution de la contrainte de cisaillement de grain (τ') et de la contrainte de cisaillement totale (τ) au cours de crues de juin et décembre est présentée Fig. V. 22. Ainsi, en juin, τ' suit une hystérèse antihoraire tandis que τ évolue selon une boucle dans le sens horaire (Fig. V. 22). En décembre, les deux contraintes dessinent une hystérèse dans le sens horaire lors de la première crue alors qu'aucune hystérèse n'est perceptible durant le second épisode (Fig. V. 22).

Lorsque le τ' et/ou le τ suivent une hystérèse (crue de juin et première crue de décembre), le charriage évolue dans le même sens que la rugosité associée aux dunes (Fig. V. 21). Quand les deux contraintes de cisaillements ne suivent pas d'hystérèse notable (deuxième crue de décembre), la relation présentée dans l'Eq. 14 est moins altérée, si bien qu'une augmentation de la rugosité des dunes peut engendrer une baisse du charriage pendant la décrue (Fig. V. 22).

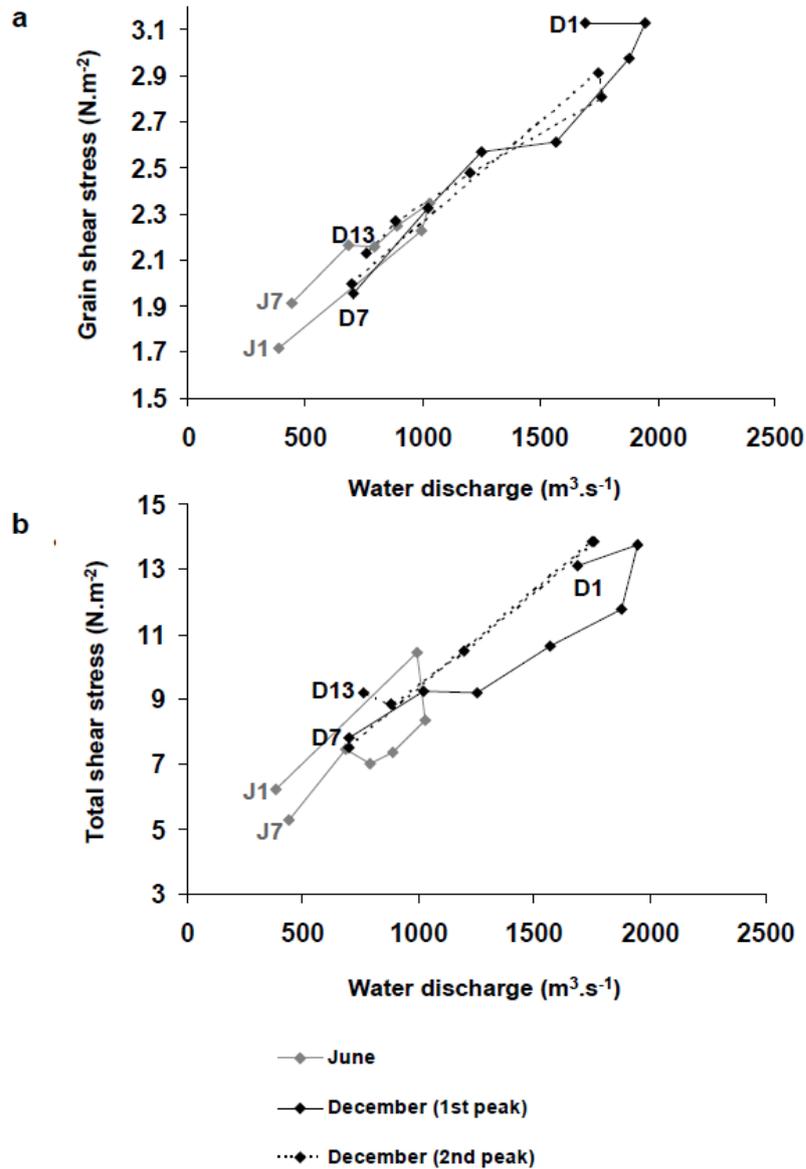


Fig. V. 22. Evolution a) de la contrainte de cisaillement de grain et b) de la contrainte de cisaillement totale durant les crues.

Le trait gris désigne la crue de juin. Le trait noir continu et le trait pointillé noir désignent respectivement la première et la seconde crue de décembre. Les notations J1 et J7 indiquent le premier et dernier jour de la crue de juin. Les notations D1 et D12 indiquent le premier et dernier jour des crues de décembre.

Ces exemples démontrent l'influence des conditions hydrauliques (vitesses de courant, profondeur d'eau, pente de la ligne d'eau) sur les relations locales entre taille des dunes et transport solide. Plus précisément, la rugosité hydraulique associée aux dunes (k_s) affecte le charriage (q_b), mais la nature de ce contrôle est en partie gouvernée par l'évolution de l'hydrodynamique du secteur. Si l'évolution de la contrainte de cisaillement totale (τ) et/ou de la contrainte de cisaillement de grain (τ') décrit une hystérèse durant une crue, le k_s et q_b

évoluent de la même manière. Dans ces conditions, la dynamique sédimentaire est essentiellement affectée par les contraintes hydrauliques. En revanche, si τ et τ' ne suivent pas d'hystérèses, les évolutions du k_s et du q_b peuvent devenir opposées. Le charriage est alors fortement conditionné par la rugosité associée aux dunes.

Néanmoins, les relations entre contrainte de cisaillement totale, contrainte de cisaillement de grain, rugosité hydraulique associée aux dunes et charriage demeurent encore relativement floues, du fait que les τ et τ' estimés ici concernent des moyennes à l'échelle de la section et que les k_s et q_b représentent des valeurs locales. La compréhension de ces processus nécessite de mesurer les pentes locales, la variabilité spatiale de la taille des sédiments et les taux de suspension graduée (participant à la migration des dunes) avec davantage de précision et une plus grande résolution spatiale.

V.6. Conclusion

Une analyse des interactions entre dunes et barres ainsi que de l'influence des dunes sur les taux de charriage a été effectuée à partir de mesures *in situ* acquises lors de trois crues sur une rivière avec un apport sédimentaire et une disponibilité en sédiment non-uniforme au sein du chenal.

La distribution de la taille, de la forme et de la direction de migration des dunes évolue au cours des crues et n'est pas homogène au sein du lit. La morphodynamique des dunes est davantage conditionnée par la disponibilité en sédiment que par la hauteur d'eau. Ce dernier point associé à l'hétérogénéité de la taille des dunes au sein du chenal traduit une non-uniformité de la disponibilité en sédiment. Dans ce système, les macroformes représentent pour les dunes des zones d'approvisionnement sédimentaire privilégiées qui assurent l'alimentation de certains axes de charriages et qui offre une couche active de sédiment conséquente. La configuration des barres favorise et contrôle par conséquent le développement des dunes.

En retour, le chemin suivi par les plus grandes dunes, conditionné par la non uniformité des écoulements et de l'apport sédimentaire, influence significativement l'évolution morphologique des barres.

En crue, la rugosité hydraulique associée aux dunes et le charriage évoluent de manière comparable si les vitesses, hauteurs d'eau et/ou pentes de la ligne d'eau décrivent une

hystérèse durant la crue. Dans ce cas, la dynamique du transport solide est directement affectée par les contraintes de cisaillement de grain et totales. Si, au contraire, les caractéristiques hydrauliques sont corrélées linéairement avec le débit, la relation rugosité hydraulique associée aux dunes et taux de charriage peut devenir opposée. L'évolution du transport sédimentaire est alors principalement conditionnée par la morphodynamique des dunes.

Un certain nombre de pistes d'investigation peuvent être évoquées pour compléter le travail présenté. Ainsi il serait nécessaire d'estimer *in situ* l'épaisseur de la couche active de sédiment afin de pouvoir modéliser la morphodynamique des dunes en fonction de la disponibilité en sédiments. Des mesures plus locales et précises de la pente de la ligne d'eau, de la variabilité spatiale des sédiments et de la suspension graduée devraient également être réalisées pour pouvoir mieux cerner la relation qui lie dynamique des dunes et charriage. La manière dont les dunes affectent les écoulements au sein du système nécessite aussi d'être étudiée. Enfin, l'influence de la connexion du chenal secondaire sur la morphodynamique des dunes doit être prise en compte pour améliorer la compréhension du fonctionnement du secteur étudié.

Dans le système étudié, durant les crues, la rugosité hydraulique associée aux dunes et les taux de charriages évoluent dans le même sens lorsque la relation entre les débits et les caractéristiques hydrauliques (vitesse de courant, hauteur d'eau, pente de la ligne d'eau) se traduit par une hystérèse. Dans ces conditions, la dynamique du transport sédimentaire est principalement contrôlée par les contraintes de cisaillement de grain et totales. En revanche, si les paramètres hydrauliques évoluent linéairement avec les débits, l'évolution des taux de charriage est fortement conditionnée par la rugosité hydraulique des dunes.

Pour tous les débits rencontrés lors des campagnes de mesures, la morphodynamique des dunes est largement contrôlée par la disponibilité en sédiments, dont la distribution, généralement non uniforme au sein du chenal, se répartie selon la configuration des barres. Le développement des dunes est ainsi conditionné par la configuration des barres. En retour, la non-uniformité des écoulements et de l'apport sédimentaire, influent sur la migration des dunes qui participent significativement à l'évolution morphologique des macroformes.

Dans le précédent chapitre, l'influence des écoulements sur la dynamique des barres n'a été présentée qu'à travers la migration des dunes. Les relations qui lient les écoulements à l'évolution morphologique des barres nécessitent d'être complétées. Il convient également de chercher quels facteurs conditionnent la structure des écoulements et pour quelles raisons ces derniers sont non-uniformes dans le système étudié.

Nous allons ainsi observer dans le chapitre VI, l'influence des variations de largeur du chenal et des barres sur la structure des écoulements, et leur rétroaction sur la morphodynamique des barres. Le chapitre suivant est un article accepté avec révisions dans la revue *Water Resources Research*. Les modifications suggérées par les *reviewers* seront intégrées dans la version définitive.

Chapitre VI. Interactions entre structure des écoulements et morphodynamique de barres migrantes dans un élargissement/rétrécissement de chenal, cas de la Loire moyenne, France



Chapter VI. Interactions between flow structure and morphodynamic of migrating bars in a channel widening/narrowing, Loire River, France

Nicolas Claude^a, Stéphane Rodrigues^a, Vincent Bustillo^b, Jean-Gabriel Bréhéret^a & Philippe Jugé^c

^a E.A 6293 GéHCO - GéoHydrosystèmes Continentaux, Département Géosciences-Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université François Rabelais, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France

^b CESBIO UMR CNRS-IRD-CNES-UPS 5126, IUT Paul Sabatier, site d'Auch, 24, rue d'Embaquès - Bât. A, 32000 Auch, France

^c Université François-Rabelais de Tours, CETU Elmis, 11 quai Danton, 37500 Chinon, France

Abstract

The relationship between the flow structure and the morphodynamics of migrating bars in a channel widening/narrowing is few investigated. The study of these interactions remains essential to better understand the processes that affect the migration of macroforms. Thus, the structure of primary and secondary velocities, the flow directions, the bed shear stresses, and the flow resistances (equivalent to skin friction, dune drag, and bar drag) were measured in a widening/narrowing of the Loire River (France) for four different bar configurations. These measurements were taken at nearly equal flow discharges, equivalent to $\frac{1}{4}$ the bankfull stage. At these discharges, the bars' morphology substantially affects the hydrodynamics. Indeed, the bars allow the divergence and deflection of flow when the ratio between their height and the water depth in the adjacent pool is greater than 0.40. Macroforms

also inhibit secondary currents if the resistance of the bed associated with them is significant. The bars can also favour the formation of counter-currents if the slope between the bedform and the adjacent pool is steep. Thus, the hydrodynamics of the system are controlled by the forcing induced by the bed morphology (forced pools, channel width variations, and banks roughness) combined to the effects of the bars. Conversely, the flows affect the macroforms' morphodynamics and enable the succession of transversal and alternate patterns of bars in the channel widening/narrowing. These preliminary results will be completed by an analysis of the flow structure around the bars at periods of low flow and flooding in an upcoming study.

Key words: bars, morphodynamics, flow structure, channel width variations, forcing effects

VI.1. Introduction

Alluvial bars or macroforms are present in the majority of sandy and gravel rivers. The height and width of these bedforms are of the same order of magnitude as the water depth and the river width, respectively (Jackson, 1975). The bars interact with the flows and sediment transport, and they exert a strong influence on the morphological evolution of rivers (Parker, 1976; Fredsoe, 1978; Blondeaux and Seminara, 1985; Struiksma *et al.*, 1985; Crosato and Mosselman, 2009; Kleinhans and Van den Berg, 2011).

There are two different types of bars: free bars and forced bars (Seminara and Tubino, 1989). Free bars (migrating or steady) are created by the instability of turbulent flows over an erodible bed (Callender, 1969; Colombini *et al.*, 1987; Seminara and Tubino, 1989; Tubino, 1991). Studies regarding free bars are generally theoretical or experimental and concern their formation (Lisle *et al.*, 1991; Tubino, 1991; Schielen *et al.*, 1993). In contrast, field studies are rare (Lewin, 1976; Jodeau, 2007; Rodrigues *et al.*, 2012), and the morphology of these bars in natural rivers and their influence on the structure of flow and sediment transport have not been well studied (Whiting and Dietrich, 1991).

Forced bars are quasi-stationary structures that develop under the influence of planimetric constraints such as curvature and width variations of a channel. The effect of curvature usually leads to the formation of point bars (Ikeda and Parker, 1989), which in turn, have an effect on the flow structure and sediment transport (Bridge and Jarvis, 1982; Dietrich

and Smith, 1983, 1984). Forced bars that are associated with the convergence and divergence of flow in a channel widening/narrowing appear as mid-channel bars or as two symmetrical lateral bars (Bittner, 1994; Repetto *et al.*, 2002; Wu and Yeh, 2005; Luchi *et al.*, 2010a, 2010b; Wu *et al.*, 2011). Interactions between hydro-sedimentary processes and bed morphology around mid-channel bars have been the subject of numerous field investigations (Leopold and Wolman, 1957; Whiting and Dietrich, 1991; Ashworth *et al.*, 1992; Bridge and Gabel, 1992; Ferguson *et al.*, 1992; Richardson *et al.*, 1996; Richardson and Thorne, 1998, 2001; McLelland *et al.*, 1999) and experimental studies (Ashmore, 1982, 1991; Ashworth, 1996; Federici and Paola, 2003). In contrast, the structure of flow and sediment transport has been seldom studied when lateral bars occupy channel widening. Recently, Wu *et al.* (2011) highlighted that the migration of free bars (in alternate configuration) on forced bars (transversal bars or lateral bars) in a channel of variable width could give rise to mixed bars (free + forced). These mixed bars are arranged in alternate or transversal configurations according to the migration of the free bars. However, the evolution of flow structure as a function of different bar configurations is not described in this study.

There remains a lack of data concerning the flow structure around alternate bars in a natural setting, particularly when they occupy a channel widening. Furthermore, the relationship between the hydrodynamics and morphodynamics of macroforms in a widening channel (without changing the planform) successively occupied by alternate bars and transversal bars has not been documented.

Accordingly, hydraulic and bathymetric data were acquired from the middle reaches of the Loire River (France). In this relatively large sandy gravel river, sediments are mobile (Rodrigues and Claude, 2010), and significant morphological changes were observed even during periods of low or medium flow (chapter III and IV). The combination of quasi-continuous sediment transport and the forcing effects caused by changes in channel width (Wu *et al.*, 2011) can induce the migration of alternate or transversal bars over short periods of time at certain channel widening/narrowing, even in a slow hydrodynamic context. This study describes the influence of alternate and transversal bars on flow structure in a channel widening/narrowing, with fixed banks, for average flow discharges attained several times a year and equivalent to $\frac{1}{4}$ of the bankfull discharge (where the effect of bar roughness on the flow is observable). Furthermore, the feedback of flows on bar morphodynamics is discussed and conceptualised.

VI.2. Loire River and study site

VI.2.1. Presentation of the Loire River

The Loire River, the largest river in France, is 1,020 km long and drains a catchment area of 117,000 km². The study site (Fig. VI. 1) is located 790 km downstream from the source and 30 km downstream from Tours, at the village of Bréhémont (47°17'43.31''N, 0°20'33.80''E) in the middle reaches of the Loire River. The catchment area upstream from Bréhémont covers 56,480 km². At the study site, the Loire system presents an incised multiple-channel pattern composed of a braided main channel, vegetated permanent islands, and secondary channels that are only submerged during floods (for further description of the study site, see Rodrigues *et al.*, 2006; Détriché *et al.*, 2010). The incision of the main channel has caused many problems including the destabilisation of civil engineering works, the decrease of the flow capacity during floods (Belleudy, 2000), the lowering of the water table, and the colonisation of the secondary channel by woody pioneer vegetation (Bravard *et al.*, 1997; Rodrigues *et al.*, 2007).

VI.2.2. Study site and channel morphology

At the Langeais gauging station (4.5 km upstream of the study site), the water discharge has an annual average of 430 m³.s⁻¹ and is approximately 1900 m³.s⁻¹ during a 2 year flood. The width of the main channel varies between 175 and 300 m. The right bank is protected by rip-raps on the downstream part of the study site (Fig. VI. 1). The average slope of the main channel fluctuates approximately 30 cm.km⁻¹ in this area, and the unit stream power reaches 30 W.m⁻² for bankfull discharge (2500 m³.s⁻¹ at the Langeais gauging station). The bedload is mainly composed of siliceous sand and gravel. The D₅₀ and D₉₀ (diameters for which 50 and 90% of the particles in weight are finer, respectively) of the bed are 1.33 mm and 5.18 mm, respectively.

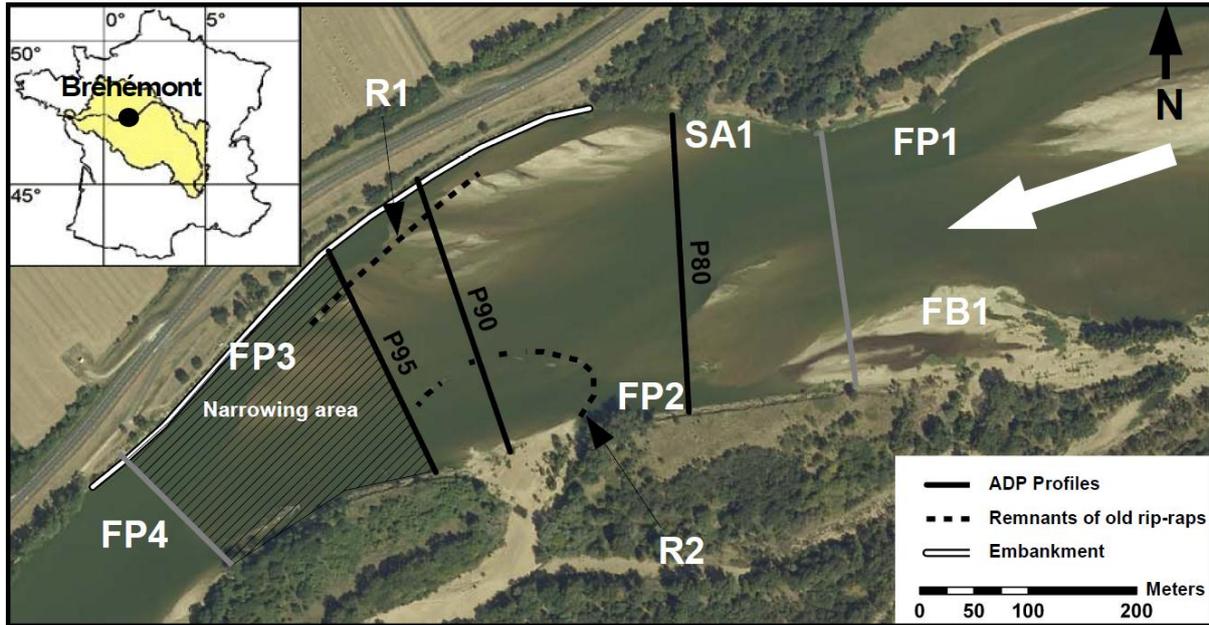


Fig. VI. 1. Presentation of the study site.

The grey lines denote the upstream and downstream limits of the widening/narrowing zone. The white arrow denotes the direction of flow.

The morphology of the channel has several stable morphological units. In the upstream narrowing area, a forced bar (FB1) is found near the left bank just downstream of a small island and a forced pool (FP1) at the foot of the right bank (Fig. VI. 1). Just downstream, migrating bars occupy the channel widening/narrowing. A stagnation area (SA1) is located near the right bank in the widening area. Two forced pools are also present: the first (FP2) at the foot of the left bank near profile P80, the second (FP3) at the foot of the rip-rapped section of the right bank (Fig. VI. 1). The progressive narrowing of the section limits the downstream migration of the bars and restricts their presence in the middle of the widening/narrowing area. To facilitate the discussion, the area between P95 and the straighter, downstream section (grey line, downstream) will be designated as the narrowing area. The profiles, P80, P90, and P95, are 277 m, 265 m, and 230 m wide, respectively. For the flow discharges considered in this study, the aspect ratio, defined by W/d (where W is the channel width and d is the average water depth) decreases from upstream to downstream, ranging from 108 at P80 to 78 at P95 (Tab. VI. 1).

Finally, stretches of rip-rap, vestiges of ancient bank protections, are located in the channel near the right bank between P90 and P95 (R1 on Fig. VI. 1) and face the secondary channel entrance (R2 on Fig. VI. 2).

VI.3. Materials and methods

The work presented in this paper is based on bathymetric data from a multibeam echosounder and measurements taken from an Acoustic Doppler Profiler (ADP). These surveys were conducted during 2010 for flow discharges equivalent to approximately $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. VI. 2 and Tab. VI. 1).

The measurements taken on 09/03/2010, 25/06/2010, and 20/12/2010 were performed during the falling limb of floods of various magnitudes (Fig. VI. 2). The June and December floods correspond to annual and biennial floods, respectively. The survey of 18/05/2010 was conducted at the peak of a small flood (return time less than the annual flood). The average hydraulic parameters recorded for the three monitored profiles are summarised in Tab. VI. 1.

The flow discharges during which the measurements were conducted correspond to the beginning of connection of the secondary channel. The amount of water transported toward this channel (approximately $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, *i.e.* less than 3 % of the discharge in the main channel) is negligible when compared with the volume carried in the main channel, and no influence from the connection was observed on the water levels.

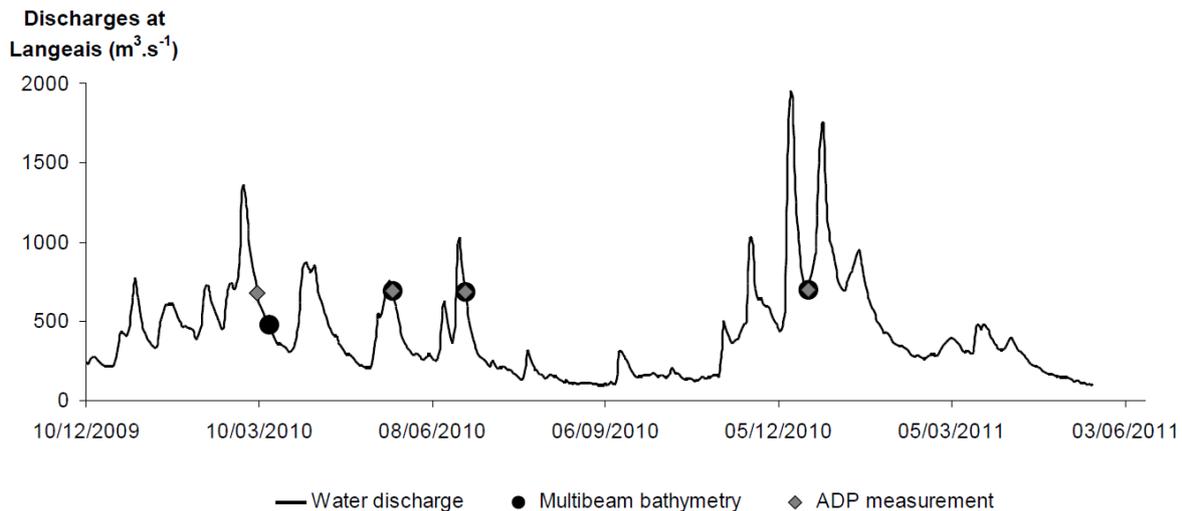


Fig. VI. 2. Distribution of the measurements for the hydrograph of the Langeais gauging station (4.5 km upstream from the study site).

Tab. VI. 1. Cross-sectional hydraulic parameters

Date	Flow discharge at Langeais $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Profile	Average flow velocity $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	Average flow depth m	Aspect ratio
09/03/2010	681	P80	0.94	2.40	115
		P90	0.99	2.59	103
		P95	1.00	3.13	75
18/05/2010	694	P80	1.02	2.48	111
		P90	1.05	2.62	101
		P95	1.09	2.78	84
25/06/2010	684	P80	1.00	2.63	105
		P90	1.05	2.70	98
		P95	1.15	2.85	82
20/12/2010	699	P80	0.96	2.67	103
		P90	1.01	2.73	97
		P95	1.03	2.96	80

VI.3.1. Field measurements

VI.3.1.1. Multibeam echosoundings

Multibeam echosoundings were performed with an Odom ES3 echosounder containing 240 sensors transmitting at a frequency of 240 kHz and opened to a width of 120°. With this configuration, the riverbed is scanned over a width equal to three times the water depth. The echosounder was associated with a DGPS ProFlex 500 (Magellan), which ensures a centimetric accuracy in the planimetric and vertical planes. Measurements were performed in longitudinal tracks parallel to the banks at a boat velocity between 1.5 and 3 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. The multibeam bathymetric data were post-processed with Hypack 2009 software, which was used to filter the multibeam bathymetric data and convert them to 0.5-m grids (composed of an average of 550,000 points) to facilitate triangular interpolation and data treatment.

VI.3.1.2. ADP measurements

Flow velocity measurements were collected with a Sontek RiverSurveyor M9, which contains two sets of four profiling beams (one set at 3 MHz and one set at 1 MHz) and a low-frequency echosounder (0.5 MHz) to accurately measure the water depth. With the two acoustic frequencies, the device automatically adjusts to the appropriate acoustics and pulse schemes as a function of the hydraulic parameters (flow depth and velocity) encountered during the survey. The bin height is automatically adjusted on each vertical as a function of the water depth. The flow velocities are defined in every bin by the easting, northing, and vertical components.

Three cross-sections (P80, P90, and P95) were monitored daily during the surveys (Fig. VI. 1). Onboard the boat, the DGPS (Magellan ProFlex 500) was connected to Hypack 2009 software to ensure that most of the ADP tracks were located at a maximum of 1 m from the cross-section. With this field protocol, the data provided by the ADP compass and bottom tracking ensure that the velocity measurements are accurately positioned.

To conduct the echosoundings and ADP measurements in a single day, two transects were performed on each cross-section at a boat speed of approximately $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Although Szupiany *et al.* (2007) advise performing more transects, Wright and Klapinski (2011) showed that two traverses were sufficient to observe large-scale flow structures and relevant estimates of flow velocities.

The flow velocities, flow directions, and water depth recorded from the two transects performed on each cross-section were projected on a grid with cells of 2 m width and height equal to the maximum height of the bins defined during the measurements (Dinehart and Burau, 2005a, 2005b). Then, a mean value was calculated in each cell for each parameter.

The accuracy of the flow velocity measurements was assessed by comparing them to vertical velocity profiles obtained by current meter. The mean bias and dispersion (*i.e.* the standard deviation of the error) calculated over 27 verticals for 6 dates were $-0.024 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and 0.091, respectively, suggesting that the error is random. The mean standard error for each individual flow velocity measurement was $0.094 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. The biases with respect to current meter measurements were maximum for low flow velocity ($-0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ on average for flow velocity $< 0.87 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) that were observed under shallow water depth conditions but remained very limited otherwise. Therefore, low flow velocities obtained by ADP should be regarded with care. Cross-sectional mean river depths obtained by ADP agree to field measurements

within an average of 7.5%. This low precision might essentially be attributed to the mismatch of the boat position for both measurements. As a conclusive test, it must be remarked that the relations linking flow velocity and river depth, based on ADP and current meter, are mutually very consistent, marked by a flow velocity baseline value comprised between $0.62 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $0.64 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and a gain of $0.14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for each additional meter of river depth. The uncertainty of river discharge inferred from ADP was calculated by propagation of the components errors (Cornell, 1972) and found to be comprised between 3% and 10% over the six cross-sections investigated at the 95% confidence level. The contributions of the river cross-section (mainly river depth) and the flow velocity to the uncertainty relative to the river discharge are of same magnitude (45% vs. 55% on average). However, it is probable that the uncertainty associated to the river depth is overestimated because of the mismatching between current meter and ADP measurements.

VI.3.2. Primary and secondary components of flow velocities

In rivers, flows are rarely parallel to the banks and can follow a direction oblique to the longitudinal slope. To filter the lateral component of flows, it is often necessary to reorient velocity vectors to obtain the primary (parallel to the mean direction vectors) and secondary (perpendicular to the mean direction vector) current velocity components.

However, in large rivers, the direction of velocity vectors is generally not uniform along a cross-section because of the divergence or convergence of flow within the bed. This phenomenon is particularly true in areas of confluence, bifurcation, or sudden narrowing and widening of the channel. Most methods that define the orientation of primary velocities were defined for small streams in which the directions of the vectors can be considered invariant across the width of the channel (McLelland *et al.*, 1994; Lane *et al.*, 2000). These methods, which use only one plane to determine the direction of the primary and secondary components across the width of a channel, are not applicable to large rivers (Szupiany *et al.*, 2009). Thus, it seems preferable to use methods such as the one defined by Rozovskii (1954). This method defines a primary flow direction for each vertical equal to the mean direction of the vertical velocities. The directions of the primary (u_p) and secondary (u_s) components at any point of a section are obtained from the difference between the mean direction of the vertical velocity

and the direction of the vector at the point concerned. The components u_p and u_s are then calculated:

$$u_p = u \cos (\varphi - \psi) \quad (1)$$

$$u_s = u \sin (\varphi - \psi) \quad (2)$$

$$u = (u_N^2 + u_E^2)^{0.5} \quad (3)$$

where u is the flow velocity at each vertical cell, φ is the orientation of the vector u with respect to north, u_N and u_E are the north and east components of the vector u , and ψ is the orientation of the mean vector velocity on the vertical with respect to north.

In this study, the secondary currents are defined as flows extending over several verticals with secondary velocities (u_s) on the surface and near the bed directed towards the opposite banks (Rhoads and Kenworthy, 1995; Szupiany *et al.*, 2009).

VI.3.3. Dimensions of bedforms

The heights and wavelengths of the dunes H_D and L_D , respectively, are calculated using the Bedform Tracking Tool Matlab code (for further description, see Van der Mark *et al.*, 2008) on 100-m long longitudinal topographic profiles that are positioned every 25 m along the three transverse profiles followed by ADP. These profiles are taken from elevation maps obtained from multibeam bathymetric data. On 09/03/2010, topographical profiles were extracted from four longitudinal profiles measured by a single-beam echosounder.

The height, H_B , and the length of the bars, L_B , are measured from bathymetric survey data with the *cut and volume* tool from the Hypack 2009 software. The Bar Growth Index (BGI) defined by Ashworth (1996) is estimated for each bar on the three cross sections using the formula:

$$BGI = \frac{H_B}{d_p} \quad (4)$$

where H_B is the bar height or, more precisely, the difference in elevation between the highest point on the bar and the lowest point of the nearest adjoining pool (non-forced), and d_p is the water depth above the lowest point of the pool. While this study does address directly the formation and growth of bars, the BGI notation has been maintained in reference to Ashworth's work (1996).

VI.3.4. Bed shear stress and flow resistance

Generally, the bed shear stress τ is determined over a section by

$$\tau = \rho g R_h S \quad (5)$$

where ρ is the volumetric mass of water (1000 kg.m^{-3}), g is the gravitational constant equal to 9.81 m.s^{-2} , R_h is the hydraulic radius (approximated here by the water depth d), and S is the energy gradient in m.m^{-1} (taken here as the water surface slope).

The total bed shear stress could equally be defined as the sum of the components of skin friction and form drag (Smith and McLean, 1977; Nelson and Smith, 1989):

$$\tau = \tau' + \tau'' + \tau''' \quad (6)$$

where τ is the total bed shear stress, τ' is the component of the shear stress equivalent to skin friction or grain shear stress, τ'' is the component of the shear stress associated with the roughness of mesoforms, and τ''' is the component of the shear stress associated with bar drag. The methods for estimating these three components are detailed by Nelson and Smith (1989) and summarised in the following paragraphs.

The component of the shear stress associated with skin friction, τ' , is defined in relation to the current velocity profile and the law of the wall.

$$\tau' = \rho \left[\frac{ku}{\ln\left(\frac{z}{(z_0)_{SF}}\right)} \right]^2 \quad (7)$$

where u is the current velocity at height z over the bed top, k is the von Karman constant equal to 0.4 for clear waters, and $(z_0)_{SF}$ is the grain roughness (or the height at which $u = 0$), equal to $0.095 D_{90}$ (Wilcock, 1996). The adjustment made by linear regression between the values of u and $\ln(z)$ measured on a vertical allow for the estimation of the element contained between the square brackets in equation 7 and thus for the τ' on the vertical (Sime *et al.*, 2007; Szupiany *et al.*, 2007, 2009; Rennie and Church, 2010).

The general relationship that links the roughness of a bedform (a dune or bar) to shear stress takes the following form (Nelson and Smith, 1989; Whiting and Dietrich, 1991; Lisle *et al.*, 1993):

$$\tau = \frac{1}{2} \rho C_D U_r^2 \frac{A_X}{A_B} \quad (8)$$

where C_D is a drag coefficient determined empirically, U_r is the reference velocity (*i.e.*, the average velocity that would be obtained on the channel section occupied by the bar if that bar was not disrupting the flow velocities), A_X is the cross-sectional area of the obstacle perpendicular to the flow, and A_B is the bed surface covered by the obstacle. In the simplified case of a dune or bar in two dimensions, $A_X=HB$ and $A_B=LB$, with H , L , and B as the height, length and width of the bedform, respectively.

Assuming that the velocity profile at a bedform follows a logarithmic profile, Nelson and Smith (1989) defined, from equations 7 and 8, the component of the shear stress associated with the dune drag, τ'' as

$$\tau'' = \tau' \frac{C_D}{2k^2} \frac{H_D}{L_D} \left[\ln \left(\frac{H_D}{(z_0)_{SF}} \right) - 1 \right]^2 \quad (9)$$

in the case of bedforms with flow separation $C_D = 0.21$ (Smith and McLean, 1977).

Similarly to the dunes, the component of the shear stress associated with bars drag, τ''' , is estimated as

$$\tau''' = (\tau' + \tau'') \frac{C_D}{2k^2} \frac{H_B}{L_B} \left[\ln \left(\frac{H_B}{(z_0)_D} \right) - 1 \right]^2 \quad (10)$$

It is assumed here that the flow does not separate above the bar, in this case $C_D = 0.84$ (Smith and McLean, 1977).

The roughness $(z_0)_D$ associated with the grain friction and the dune drag was determined by Nelson and Smith (1989) in the following manner

$$(z_0)_D = H_D \left[\frac{H_D}{(z_0)_{SF}} \right]^{-\frac{1}{\gamma_D}} \quad (11)$$

where γ_D is the dune roughness coefficient

$$\gamma_D = \left[\frac{\tau' + \tau''}{\tau'} \right]^{1/2} = \left[1 + \frac{C_D H_D}{2k^2 L_D} \left[\ln \left(\frac{H_D}{(z_0)_{SF}} \right) - 1 \right]^2 \right]^{1/2} \quad (12)$$

Furthermore, the flow resistance is defined here by the friction factor, f , from Darcy–Weisbach as

$$f = \frac{8\tau}{\rho \bar{u}^2} \quad (13)$$

where \bar{u} is the average velocity (for the entire section or a vertical).

Assuming \bar{u} is constant for a vertical (or section) and combining equations 6 and 13, the flow resistance separates into three components (Einstein and Barbarossa, 1952; Millar, 1999; Yang *et al.*, 2005).

$$f = \frac{8\tau'}{\rho \bar{u}^2} + \frac{8\tau''}{\rho \bar{u}^2} + \frac{8\tau''' }{\rho \bar{u}^2} \quad (14a)$$

$$f = f' + f'' + f''' \quad (14b)$$

where f is the total resistance of the bed to the flow, f' is the resistance associated with skin friction or grain resistance, f'' is the resistance associated with dune drag, and f''' is the resistance associated with bar drag.

VI.4. Results

VI.4.1. Morphology of migrating bars

Regarding the channel widening/narrowing examined, the bed topography measured over the course of 2010 (Fig. VI. 3) showed four configurations of migrating bars. The bars are in alternate configuration on 09/03/2010 and 20/12/2010 and in transverse configuration on 18/05/2010 and 25/06/2010. The wavelengths and heights of the bars are summarised in Tab. VI. 2.

Tab. VI. 2. Length, height, and velocity of migrating bars

	B1		B2		B3	
	L_B	H_B	L_B	H_B	c_B	H_B
09/03/2010	555	1.7	**	1.7	-	-
18/05/2010	535	1.1	360	1.3	2.2 (ENE -WSW)	-
25/06/2010	-	-	560	1.6	2.3 (E - W)	-
20/12/2010	-	-	480	1.8	0.4 (SE - NW)	**
						1.4

Heights and lengths are given in meters (m). H_B is equal to the average height measured on the three transverse profiles. c_B denotes the average velocity of the bar B2 in $m.d^{-1}$, the mean direction of migration of the bar is indicated in parentheses.

** Data not available.

- Bars not present at the study site.

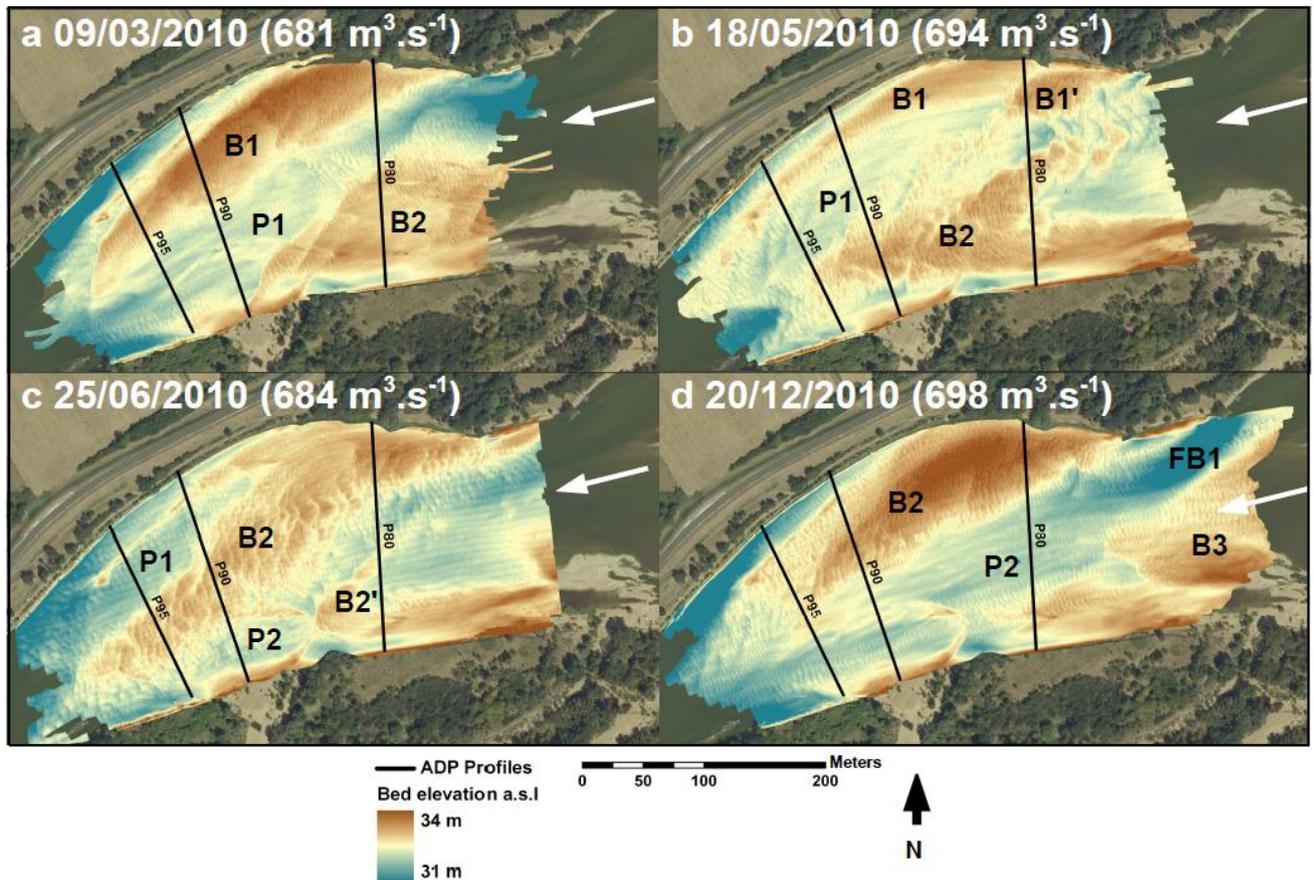


Fig. VI. 3. Morphology of migrating bars obtained from multibeam bathymetry. The white arrow indicates the direction of flow. See text for notations.

On 15/03/2010 (Fig. VI. 3a), two migrating bars, B1 and B2, are positioned in alternate configuration in the main channel and separated by a pool P1¹. B1, located near the

¹ Note that the pool P1 corresponds to the thalweg.

right bank, measures 550 m long and 1.70 m high (Tab. VI. 2). Further upstream and close to the other side, B2 also reaches 1.70 m high.

On 18/05/2010 (Fig. VI. 3b), B2 migrated 180 m downstream parallel to the left bank at an average velocity of 2.2 m.d^{-1} (Tab. VI. 2). This migration speed is equivalent to that observed at the site of Ingrandes further downstream on the Loire River (Rodrigues *et al.*, 2012). The progradation of B2 resulted in the migration to the right bank of the pool P1 and in the erosion of part of B1. A new large dune, B1', 90 m long, also appeared at the head of bar B1.

On 25/06/2010 (Fig. VI. 3c), the downstream part of B1 was completely eroded. B2 migrated laterally toward the centre of the main channel (at an average velocity of 2.3 m.d^{-1} , Tab. VI. 2) and became attached to B1' which also prograded in a downstream direction. B2 shows a well-marked transverse configuration at the centre of the main channel. B2 measures 560 m long and 1.60 m high (Tab. VI. 2). The reattachment of B2 to the right bank permitted the formation of a new pool, P2², between the transversal bar and the left bank in which a new large isolated dune, B2', has formed.

On 20/12/2010 (Fig. VI. 3d), a new configuration of alternate bars is in the process of being formed following the appearance of a bar, B3, upstream near the left bank and the attachment of B2 to the rip-raps, R1, near the right bank. The celerity of B2 between June and December is very low because the progradation front of the bar is being eroded and is difficult to define and as the narrowing area became closer, the migration rate of the bar slowed down. The erosion and slower rates of bar migration as the narrowing area approaches are visible on all of the maps presented in Fig. VI. 3. This observation is similar to the results of experimental (García and Niño, 1993; Whiting and Dietrich, 1993) and numerical (Wu *et al.*, 2011) studies that note that a bar's migration velocity slows with the decrease of the aspect ratio. The narrowing area downstream marks the transition between the bar and the dune regime.

² From this stage, the pool P2 corresponds to the thalweg.

VI.4.2. Primary velocities

At the flow discharges when the measurements were performed, the primary velocities vary between 0.7 and 1.40 m.s⁻¹ (Fig. VI. 4). The primary velocity distribution is organised according to the configuration of the bars and the position of the profile in the channel widening/narrowing.

In the upstream profile, high primary velocities (greater than 1 m.s⁻¹) are concentrated in the centre of the channel, in the pool between the bars, on 09/03/2010 (Fig. VI. 4a), 25/06/2010 (Fig. VI. 4c), and 20/12/2010 (Fig. VI. 4d). During the same dates, on P90, high velocities are present in the left side of the channel, specifically in the pool P1 on 09/03/2010 and in P2 on 25/06/2010 and 20/12/2010. In contrast, on 18/05/2010, on P80 and P90 (Fig. VI. 4b), the B2 no longer redirects the flow and allows the expansion of high velocities over $\frac{3}{4}$ of the section. Further downstream, on all of the P95 profiles, the bars no longer sufficiently constrain the strong primary flow velocities in the pools and allow the growth of high velocity regions in the centre of the channel.

Low velocities (lower than 0.70 m.s⁻¹) are mainly associated with the increase of roughness near the banks and are located near both sides on P80 and near the right bank on the downstream profiles (except for P95 on 18/05/2010 and 25/06/2010, Fig. VI. 4b and 4c). In addition, low velocities are generally present near the bed, right over the tops of the bars, which imply that roughness also increases above the macroforms.

The average flow velocities (Fig. VI. 5 and Tab. VI. 1) increase from upstream to downstream and inversely to the aspect ratio. Additionally, the average primary velocities (Fig. VI. 5; Tab. VI. 1) are higher across bars in a transverse configuration (18/05/2010 and 25/06/2010) than in an alternate configuration (09/03/2010 and 20/12/2010).

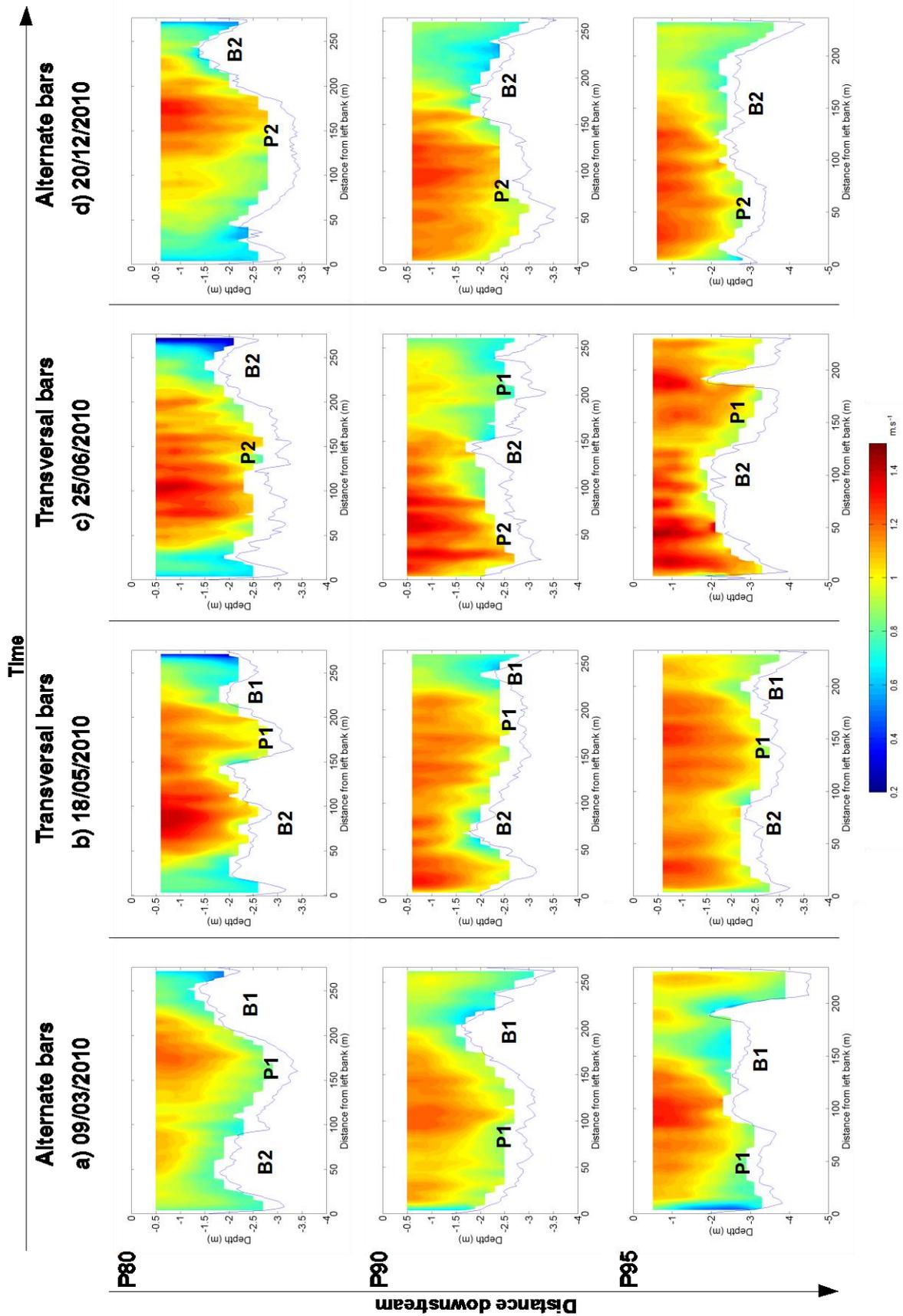


Fig. VI. 4. Primary velocities for the profiles P80, P90, and P95 collected on a) 09/03/2010, b) 18/05/2010, c) 25/06/2010, and d) 20/12/2010.

The blue lines represent the topography of the riverbed at the time of measurement

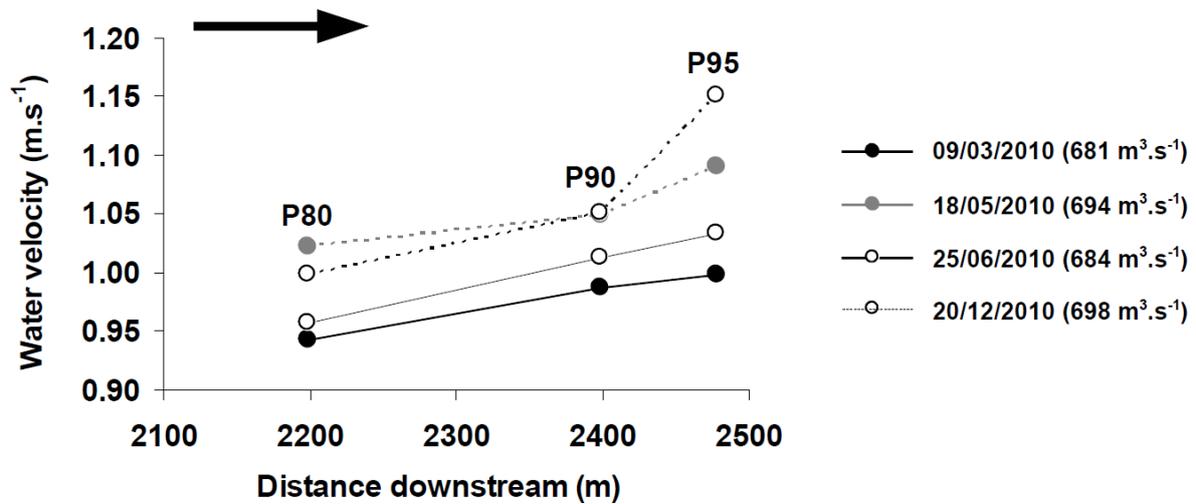


Fig. VI. 5. Longitudinal evolution of average primary velocities. The solid lines and dotted lines designate the surveys in which the bars are in alternate and transverse configurations, respectively.

VI.4.3. Secondary velocities and secondary currents

Secondary velocities have relatively low values compared with primary velocities and vary between 0.01 and 0.1 m.s⁻¹. The analysis of secondary velocities identified several secondary helical currents with surface flows directed towards one bank and near bed flows oriented towards the opposite bank. The majority of these currents are observed for each of the four migrating bar configurations. However, the location and extent of the secondary currents in the main channel vary along with the bed morphology and the macroforms.

In the thalweg on the upstream profile P80 on 09/03/2010 (Fig. VI. 6a), 25/06/2010 (Fig. VI. 6c), and 20/12/2010 (Fig. VI. 6d), secondary surface velocities are directed towards the right bank while the velocities near the river bottom are oriented towards the opposite shore. This secondary velocity structure reveals a secondary current in clockwise direction (SC1). A secondary current in the opposite direction is present on the left side bar when the bars are in alternate configuration (SC2). These two secondary currents are probably associated with the pressure gradients encountered in the forced pools, FP1 and FP2 (Booker *et al.*, 2001; Thompson and Wohl, 2009). A counter-current is also visible near the bar on the right bank on 25/06/2010 (SC7). On this same profile, the organisation of secondary velocities on 18/05/2010 (Fig. VI. 6b) does not clearly show secondary currents in the centre

of the channel. Nonetheless, two currents, of very limited width, can be distinguished near the banks.

On the following profile (P90), the secondary surface velocities are oriented towards the right bank and towards the left bank for near bed velocities across the entire section on 09/03/2010³ (Fig. VI. 6a) and across the right half for the three other surveys (Fig. VI. 6b, 6c, and 6d). Thus, a clockwise secondary current (SC3) occupies the entire section on 09/03/2010 and is confined between B2 and the right bank for the other surveys. A local counterclockwise counter-current also developed over B2 on P90 on 25/06/2010 (SC8).

A large clockwise current (SC4), similar to SC3, is visible on profile P95. On 09/03/2010 and 18/05/2010, SC4 occupies the right half of the section, while on 25/06/2010 and 20/12/2010, it extends across the entire width of the channel. The secondary currents SC3 and SC4 likely developed in response to the curvature of the right bank, which increases the centrifugal acceleration of the flow and the transverse pressure gradient. A current (SC6) moving in the same direction as SC4 is also visible at P95 near the left bank on 18/05/2010. Conversely, a secondary counterclockwise current (SC5) is present in the same location on 09/03/2010.

³ A new analysis of the organization of the secondary currents after the submission has shown that there are two secondary currents on P90 on the 09/03/2010. One is located in the pool P1 and one is situated between the bar and the right bank.

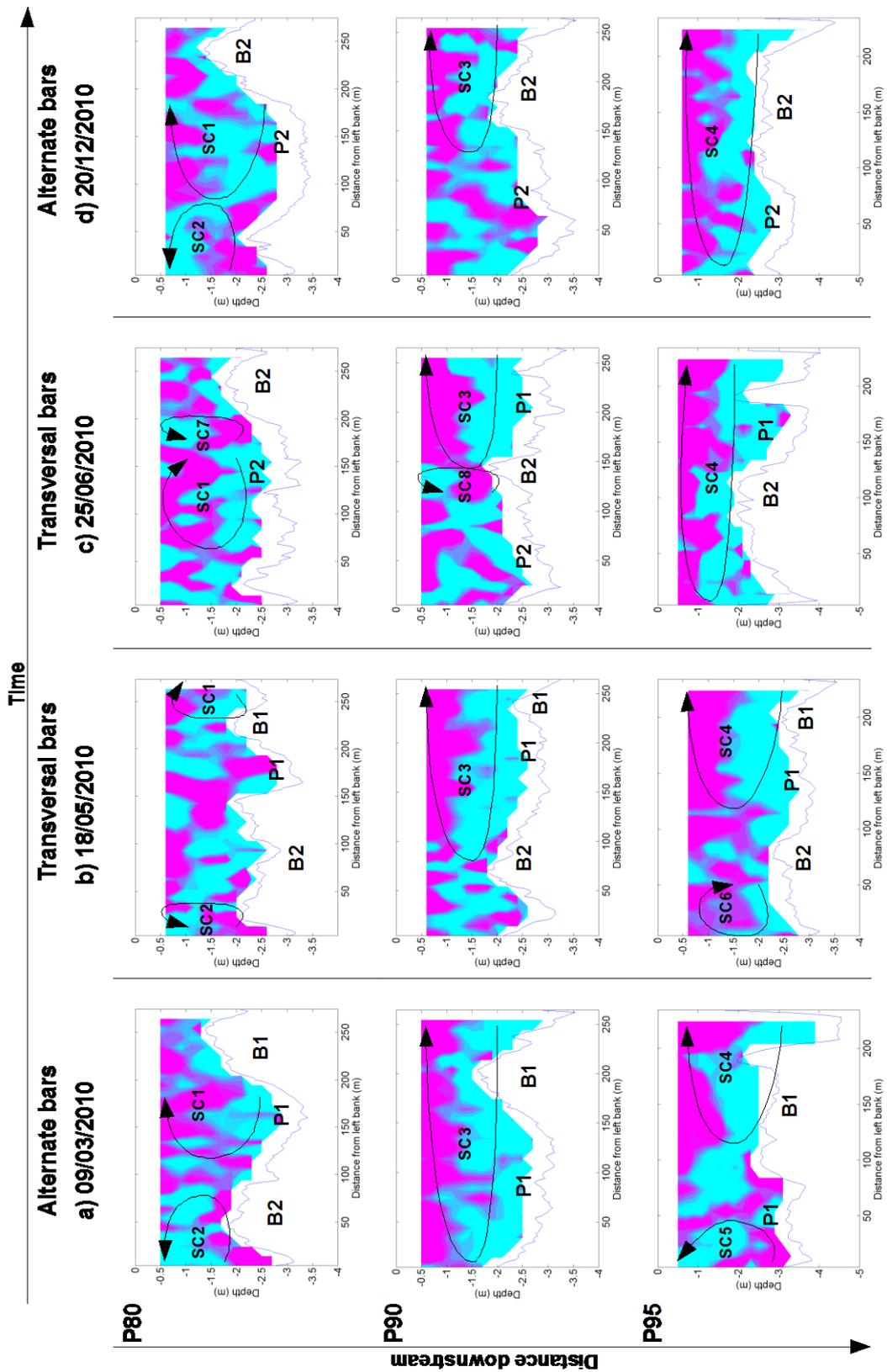


Fig. VI. 6. Secondary velocities for the profiles P80, P90, and P95 collected on a) 09/03/2010 b) 18/05/2010 c) 25/06/2010, and d) 20/12/2010.

The blue colours indicate that the currents are directed towards the left bank, and the pink colours indicate that the currents are directed towards the right bank. The blue lines represent the topography of the riverbed.

VI.4.4. Flow directions

The directions followed by the streamlines in each section studied are presented in Fig. VI. 7. The results from Fig. VI. 7 show that the flow direction is affected by the channel width variations. The channel widening upstream of the study area (Fig. VI. 3) leads to a flow divergence on P80 (Fig. VI. 7), with water flow directed towards the left bank on the left side of the section and towards the right bank on the right side of the section. Downstream at P95, the constriction of the main channel leads to a convergence of flows, with the streamlines directed towards the centre of the channel.

The location of points of divergence or convergence of streamlines in the sections seems related to the bar morphology. At P80 and P90, as soon as the Bar Growth Index (BGI) is higher than 0.40 (Fig. VI. 8), the macroforms usually take on a deflecting role, causing flow divergence at their top (see P80 in Fig. VI. 7 and P90 in Fig. VI. 7a, 7c, and 7d). The effect of divergence is reflected in the flows that are directed towards the right bank at the top of the bars, while the current streams are generally oriented toward the left bank for the rest of the section. This divergence effect is, however, less noticeable when the B2 is positioned near the left bank (09/03/2010 and 18/05/2010). Indeed, at P80 on 18/05/2010 (Fig. VI. 7b), B2 does not direct the flow towards the right bank but increases the deflection of the flows towards the other side. Furthermore, at P80 on 09/03/2010 (Fig. VI. 7a) and at P90 on 18/05/2010 (Fig. VI. 7b), B2 has little effect on the direction of the flows despite a BGI greater than 0.40 (see the circle in Fig. VI. 8). In the narrowing area, where the flows converge, the BGI is always less than 0.40 (Fig. VI. 8). At P95, the contact area between the current streams is always positioned at the pool-bar interface (see P95 in Fig. VI. 7).

Thus, the structure of the flow direction is strongly affected by the bar morphology.

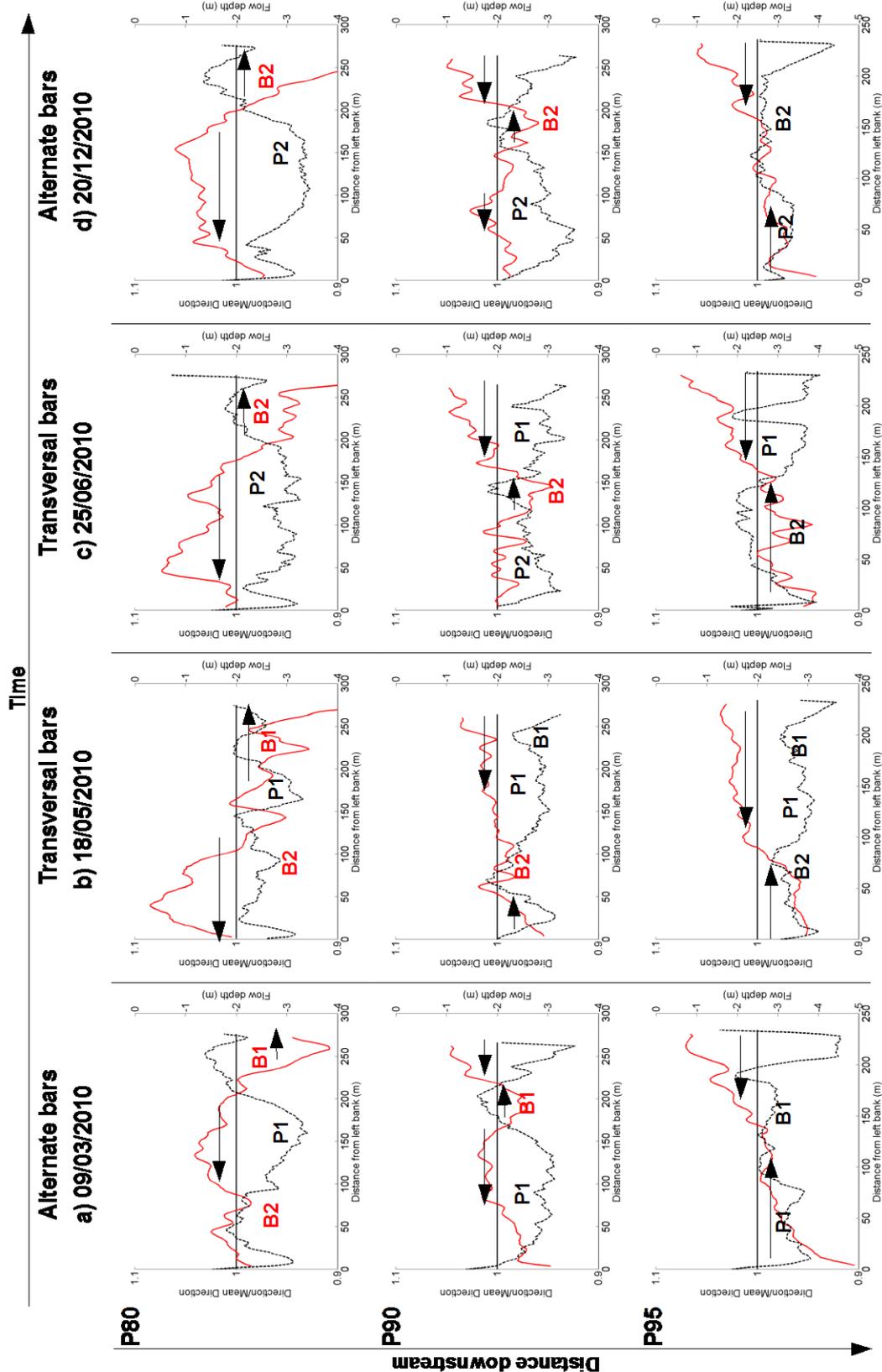


Fig. VI. 7. Transversal distribution of flow direction.

The directions shown in red correspond to the ratio between the depth average direction at each vertical and the cross-section average direction. The horizontal black line represents a ratio of one between vertical directions and cross-section average direction. When the ratio of directions (in red) is greater than 1 (black line), the flows are directed towards the left bank and vice versa. The black arrows indicate the direction followed by the main flows. The dotted black lines represent the topography of the riverbed. The notations in red denote bars whose BGI is greater than 0.40.

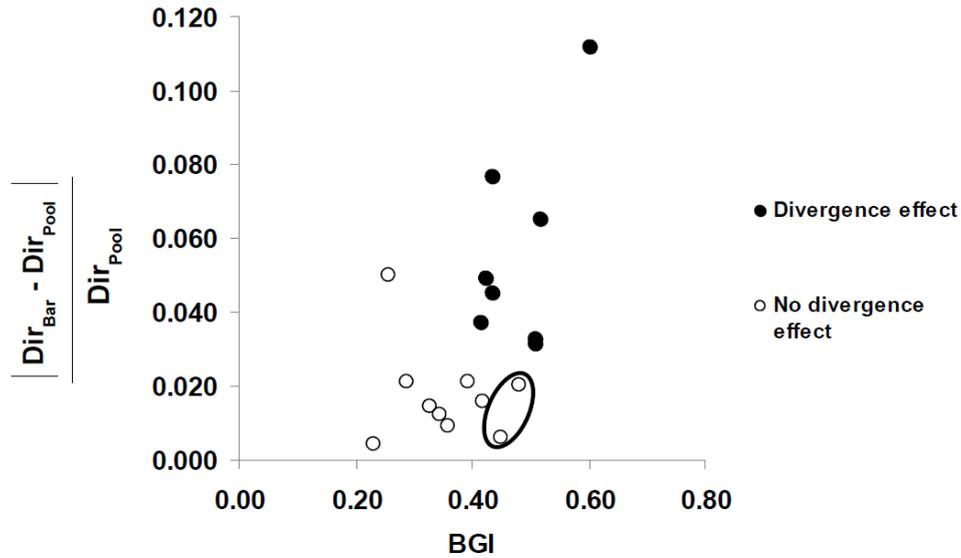


Fig. VI. 8. Difference of flow direction between the top of the bars and the adjacent pools as a function of the BGI.

The black circle indicates the bars near the left bank which no longer affect the flows whereas they have a large BGI.

VI.4.5. Bed shear stresses

The results presented in Fig. VI. 9 show that bed shear stresses associated with skin friction (τ') and the dune drag (τ'') follow the same tendencies and are, in most cases, on the same order of magnitude (approximately $2 - 3 \text{ N.m}^{-2}$), whereas the bed shear stresses associated with bars (τ''') are generally two times lower.

Upstream, on P80, in an alternate bar configuration (Fig. VI. 9a and 9d), the bed shear stresses are greatest at the centre of the section on the left edge of the bar near the right bank. In a transversal configuration (Fig. VI. 9b and 9c), the bed shear stresses associated with the skin friction (τ') and bar drag (τ''') are stronger on the bar on the left bank, whereas the component associated with the dunes drag (τ'') is strongest near the bar on the right bank. At P90, on 09/03/2010, 25/06/2010, and 20/12/2010, strong bed shear stresses are located in the pool on the left side of the channel. Conversely, on this same profile, on 18/05/2010, the bed shear stresses are distributed more evenly over the section; in this case, B2 does not appear to affect the distribution of the bed shear stresses in the riverbed. In the downstream profile, large bed shear stresses are located in the centre of the channel on the top of the macroform,

which sits in a configuration of alternate bars (Fig. VI. 9a and 9d) and near the left bank in a configuration of transversal bars (Fig. VI. 9b and 9c).

In addition, on all profiles, the bed shear stresses decrease as the right bank is approached because of the high roughness associated with this rip-rapped bank. At P90 and P95, on 20/12/2010 (Fig. VI. 9d), low bed shear stresses associated with the dunes drag (τ'') are noticeable at 100 m and 75 m from the left bank, respectively. This decrease is attributable to the absence of dunes on the rip-raps, R2.

Overall, the average components associated with skin friction (τ') and dune drag (τ'') increase from upstream to downstream with the aspect ratio, whereas the component associated with the bars drag (τ''') follows the opposite trend (Fig. VI. 10). This result illustrates the transition from a bar regime to a dune regime in the narrowing area.

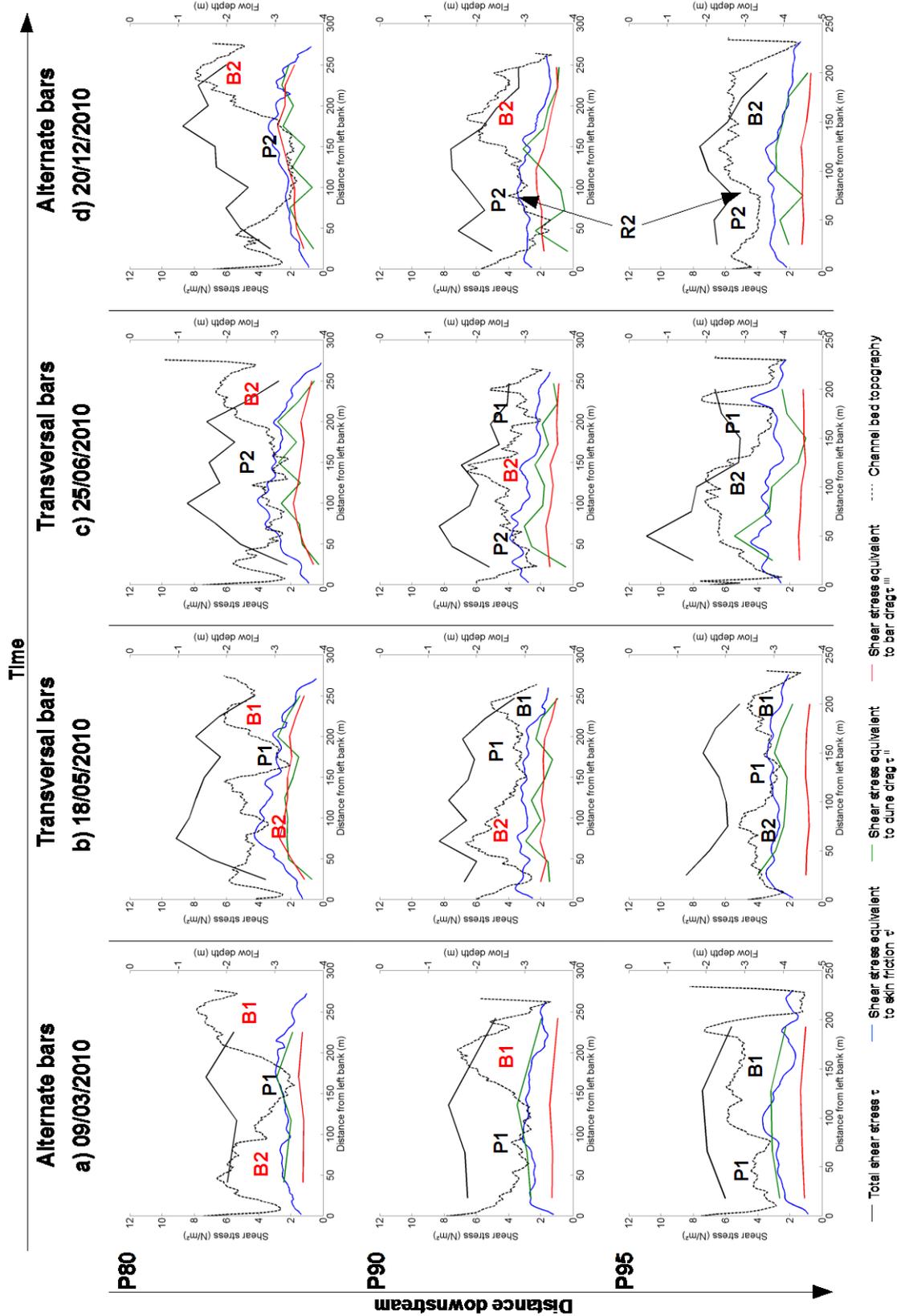


Fig. VI. 9. Transversal distribution of bed shear stresses.

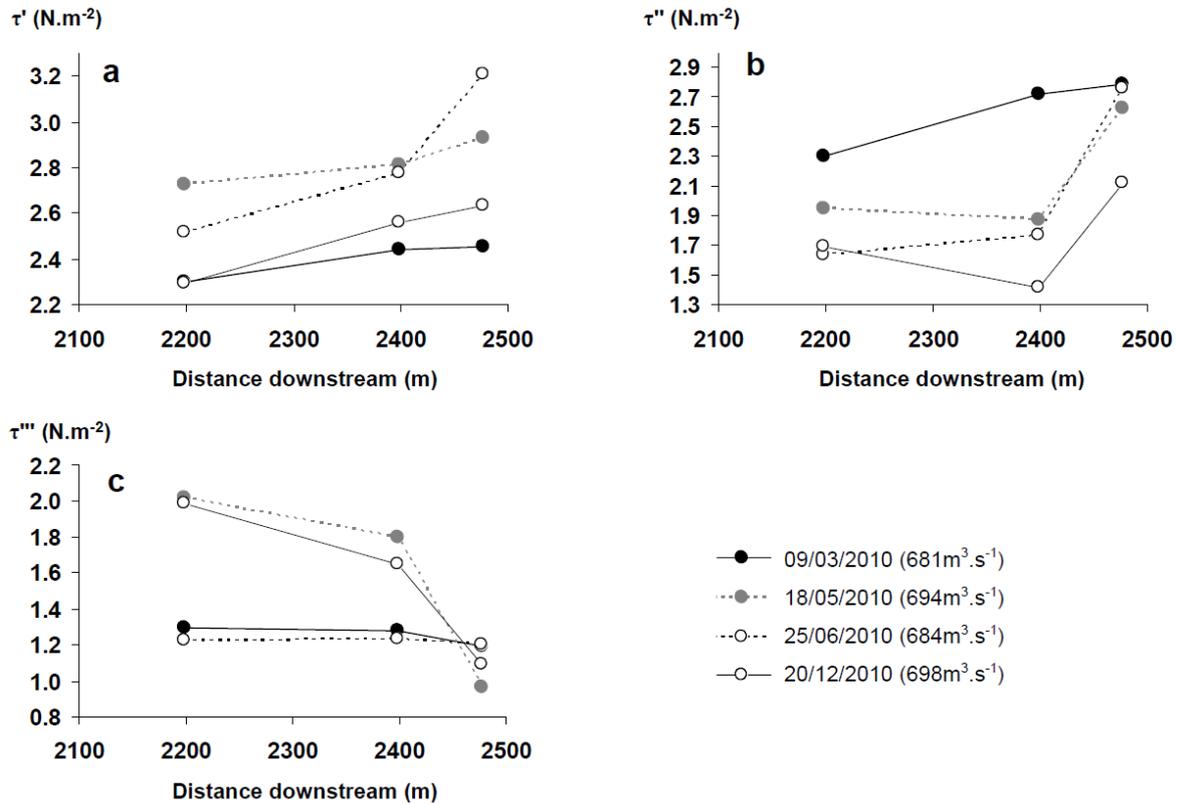


Fig. VI. 10. Longitudinal evolution of the bed shear stresses equivalent to skin friction (a), dune drag (b) and bar drag (c).

VI.4.6. Flow resistances

According to Fig. VI. 11, the flow resistance associated with skin friction (f') is stable on all profiles and is centred at 0.02. The component of the flow resistance associated with dunes drag (f'') is less stable and generally takes higher values where the dunes are the largest, *i.e.*, on the bars. In fact, the largest dunes are located on elevated areas where the water level and flow rates are lower (chapter V). The value of f'' tends to approach that of f' in the bar regions and diminishes to half in deeper regions. At P90 and P95 on 20/12/2010, the flow resistance associated with dunes drag is low near the left bank (as observed with the bed shear stresses, Fig. VI. 9d) because of the absence of mesoforms at the rip-rap area R2. The flow resistance associated with the bars drag (f''') is stable and generally two times lower than f' and 1.5 times lower than f'' . Therefore, the distribution of the total resistance in the channel is attributed to the spatial variability of the height of the dunes. Thus, the total resistance of the bed to the flow is negatively correlated with flow depth, with the highest resistances in shallow areas, *i.e.*, over the bars.

The average skin friction resistance remains stable at approximately 0.020 from upstream to downstream (Fig. VI. 12). On average, the mean resistances associated with dunes drag increase by 20% in the downstream section, while simultaneously those associated with the bars drag decrease by 70% (Fig. VI. 12). Given that these two components represent 50% of the total resistance averaged over a cross-section, the evolution of the latter and that of the average flow velocities and hydraulic radius are significantly influenced by the flow resistances of the meso and macroforms.

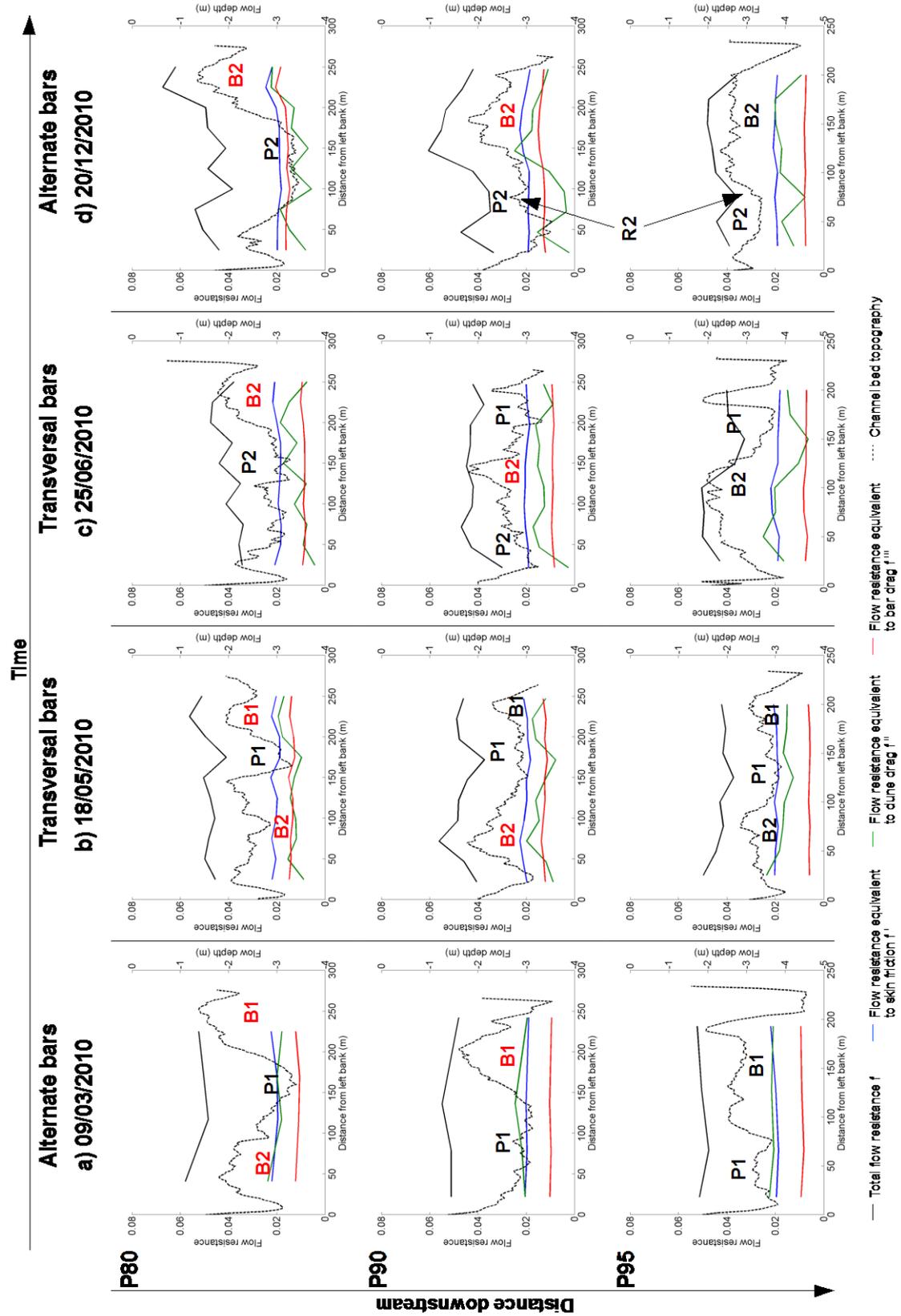


Fig. VI. 11. Transversal distribution of the flow resistances.

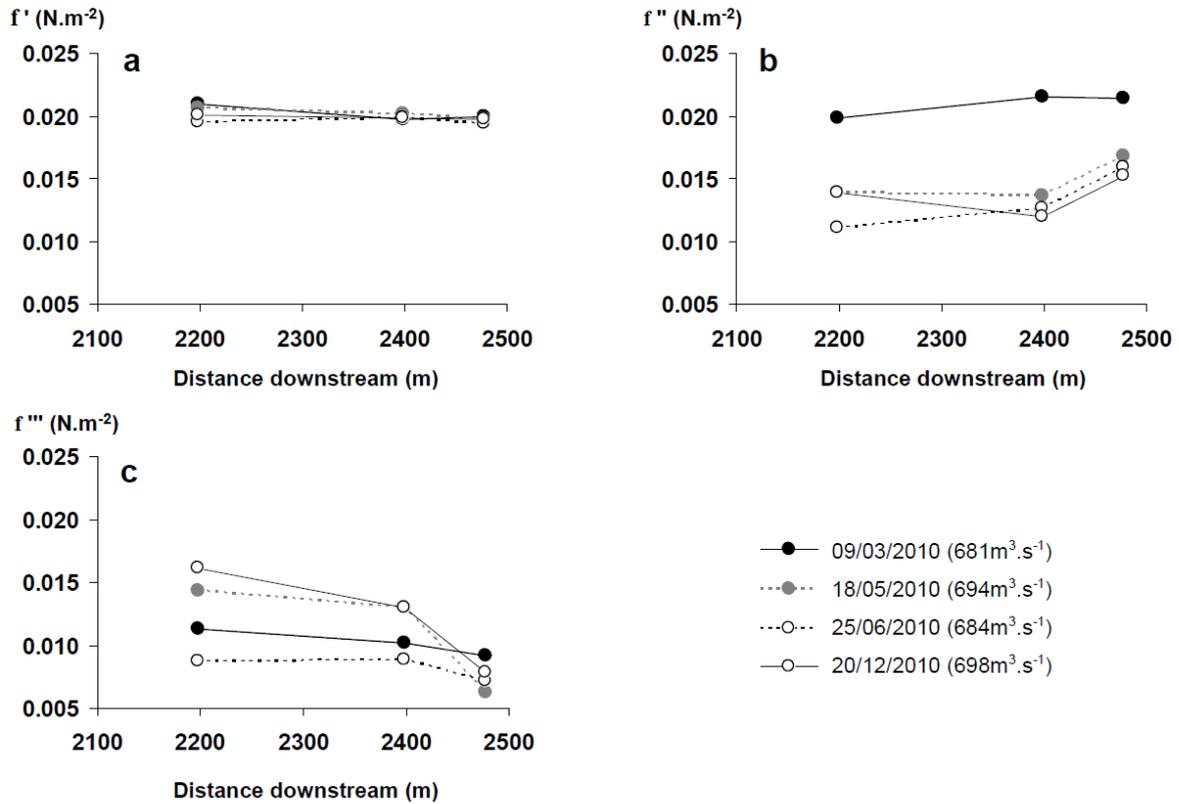


Fig. VI. 12. Longitudinal evolution of the components of flow resistance equivalent to skin friction (a), dune drag (b) and bar drag (c).

VI.5. Discussion

According to the results, the configuration and morphology of the migrating bars modify the flow structure already imposed by the small bed curvature, the widening and narrowing of the channel, and the forced units (bars and pools). This modifications on hydrodynamics, in turn, affects the bar morphodynamics and ensures a transition between the alternate and transversal configurations of bars in the channel widening/narrowing studied.

VI.5.1. Influence of bars on flow structure

VI.5.1.1. Influence of the Bar Growth Index (BGI) on the flow direction

Migrating bars affect flow differently depending on the ratio between their height and the water depth in the adjacent pool (Bar Growth Index).

According to the results presented in this study, when the height of the macroforms is greater than 40% of the depth in the pools ($BGI > 0.40$), the pressure forces exerted by the fluid at the top of the bar become significant enough to stop and redirect the flow on both sides of the macroform. Therefore, the majority of the water flow is diverted to the pool (deflection effect), and a (small) part of the current with reduced velocity is diverted and sent over the bar (divergence effect). This effect is particularly visible in the alternate configuration. This flow redirection by the bar is similar to the topographic forcing described for point bars (Dietrich and Smith, 1983) and mid-channel bars (Richardson *et al.*, 1996). With the reduction of the BGI, the flow resistance component associated with the bars drag and the pressure forces exerted on their tops are no longer sufficient to cause a separation in the current. However, the pressure gradient between the pool and the bar may be sufficient to form a shear layer between two convergent flows (or not) in a manner similar to what is generally observed in confluences (Best, 1987; Biron and Lane, 2008). This shear layer can separate two flow cells, reduce their mixing, and thus allow for the extension of the cell with higher velocities in the centre of the section (see P95 at Fig. VI. 4a and 4d. and Fig. VI. 7a and 7d.).

However, the threshold of 0.40 was obtained for the bars located mainly in the centre of the channel or close to the right bank. In the cases of alternate and transversal configurations, the macroforms migrate to near the left bank, and their divergence and deflection effects are not noticeable at a BGI greater than 0.40 (B2 at P80 Fig. VI. 7a and P90 Fig. VI. 7b and values in the black circle in Fig. VI. 8). With flow velocities generally higher on the left bank than on the right bank (Fig. VI. 4), the BGI value must exceed a higher threshold to redirect the current in this part of the section. Thus, the effect of bar divergence along the left bank probably starts with BGI values closer to 0.55 and 0.60, as found by Ashworth (1996) in a physical model and Edmonds and Slingerland (2007) in a numerical model, respectively.

VI.5.1.2. Influence of bars on the structure of secondary currents

In sandy rivers with a high aspect ratio, a high flow resistance (related to the dunes) may increase turbulence and destroy the organisation of secondary currents (Parsons *et al.*, 2007; Szupiany *et al.*, 2009). In the region of study, the large flow resistances are mainly

associated with the position of large dunes that cluster on migrating bars. Thus, depending on the position and size of the bars, secondary currents can virtually disappear from the channel (P80 Fig. VI. 6b) or become limited by the bars and forced to only a part of the section (P90 Fig. VI. 6b, 6c, and 6d). The influence of a large flow resistance can be accentuated by the removal of the ancient rip-raps (R2) near the entrance of the secondary channel, which probably increases the turbulence and inhibits small secondary currents in the left part of the section (P90 Fig. VI. 6d). With the deepening of the channel and the decrease in the aspect ratio (from P95), the flow resistance decreasingly affects the structure of secondary currents, likely in benefit of the resistance associated with the banks (which are not taken into consideration in this study).

A shear layer could equally develop at the bar-pool interface in the case of a strong pressure gradient related to the elevation difference between the two morphological units. In this case, a (local) counter-current could develop on top of the macroform and limit the spread of other secondary currents (Fig. VI. 13 or SC3/SC8 at P90 Fig. VI. 6c). The counter-current formed on the top of the bar near the left bank in an alternate configuration might eventually be combined with local secondary currents which are constrained under normal circumstances into the lateral forced pool, thereby forming large counter-currents (P80, Fig. VI. 6a and 6d).

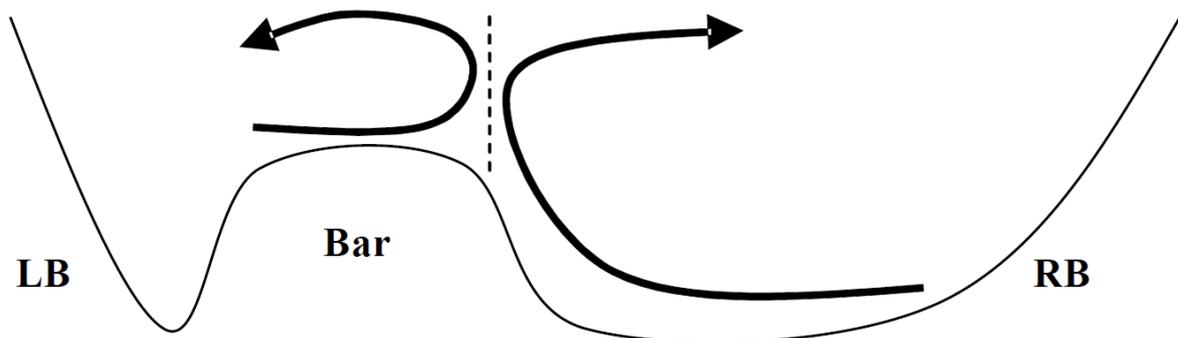


Fig. VI. 13. Formation of a secondary counter-current over a bar.
The thin solid line represents the bed channel topography. The black arrows indicate the rotational direction of the secondary currents. The dotted line indicates the shear layer between the currents.

VI.5.2. Influence of flow on bar morphodynamics

The influence of bars on hydrodynamics is noticeable when their height is high enough compared with the water depth in the adjacent pool and/or when the flow resistance is significant over these same bars. It seems likely then that these effects are partly transposable to flow discharges under $\frac{1}{4}$ bankfull discharges (at which the measurements were done), during which time the BGI is high. The effects of the bars are, therefore, likely encountered for virtually the entire hydrological year (Fig. VI. 2). Furthermore, in sandy gravel rivers, processes that occur during periods of low flow can significantly alter the morphology of the bed and the bedforms (Kiss and Sipos, 2007). Thus the influence of bars on the hydrodynamics during periods of low and medium flow discharges can be partially responsible for the morphological evolutions of bars recorded in the system studied.

The following section examines how the flow structure imposed by the morphology of bed and migrating bars in turn affects the morphodynamics of macroforms during periods of marked low-medium flow.

VI.5.2.1. Forcing effects by bed morphology on bar initiation and migration

Upstream of the widening area, the perennial position of the forced pool, FP1, near the right bank (Fig. VI. 1) forces the flow and sediment to the left bank. This forcing of the water flow is perceptible downstream all the way to the narrowing area (downstream of P95) where high current velocities are still located in the left part of the channel (Fig. VI. 4). This mechanism is accentuated by the widening of the channel along the right bank, which allows for flow divergence (Repetto *et al.*, 2002), the creation of a stagnation area, and a reduction of flow velocities near the right bank. Additionally, the high roughness of the right-hand bank associated with the presence of rip-rap slows down the flow on this side of the channel more than on the left side where the bank roughness is lower.

Because of these forcing, migrating bar development is favoured upstream close to the left bank (see B3 Fig. VI. 3d), and their progradation continues parallel to that same bank until reaching the narrowing downstream (see B2 Fig. VI. 3b). This mechanism is responsible for the configuration of transversal bars encountered on 18/05/2010.

VI.5.2.2. Channel narrowing: a bar regime shifting longitudinally to a dune regime

The decrease in the aspect ratio downstream is accompanied by an increase in the velocities (Fig. VI. 5), an increase in the bed shear stresses associated with dunes drag, and a reduction of the bed shear stresses associated with bars drag (Fig. VI. 10). With the constraints associated with macroforms becoming too small in the narrowing area, the bars cease their longitudinal migration (along the left bank, cf. previous paragraph). The sediments that make up the tail of the bars are then gradually eroded and transported downstream in the form of dunes. Impeding the bar migration also allows upstream sediment to settle on the head and on top of the macroform, thereby increasing its BGI. When the bar is high enough in relation to the water depth (*i.e.*, in this case $BGI \gg 0.40$), the bar initiates a lateral migration from the left bank towards the right bank through the combination of three processes: the effect of flow divergence by the bars, the asymmetry of flows in the channel, and secondary currents.

VI.5.2.3. Flow divergence and the morphodynamics of migrating bars

For low BGI values (lower than 0.40), the increase in flow resistance on the top of the bars (mainly caused by the increased size of the dunes situated atop the macroforms) causes a rapid decrease in current velocities over the bars and by extension a rapid decrease in sediment transport. Sediment tends to settle and accumulate at the top and downstream of the progradation front of the bar, thus increasing its height and longitudinal migration, respectively. The bar B2 at the left bank migrated according to this mechanism between the alternate configuration of 09/03/2010 and transversal configuration of 18/05/2010. The process of vertical aggradation is promoted by the cessation of bar migration after reaching the narrowing area downstream. Once the water level decreases and the BGI increases (at least greater than 0.40), the bar deflects the flow; sediments are then highly likely to be routed towards its borders (Jaeggi, 1987). This process limits the vertical expansion and longitudinal migration of the bar and accelerates its lateral extension (Edmonds and Slingerland, 2007).

VI.5.2.4. Flow asymmetry and the morphodynamics of migrating bars

As mentioned previously, the morphology of the bed forces flows to the left bank and causes an asymmetric distribution of velocities and bed shear stresses within the channel. The deflection and divergence effects of the bars control this distribution of flow, which allows macroforms to delineate the different streamlines. Thus, a cell of high velocities and large bed shear stresses is located on the left side of the bars (or channel), whereas a cell of low velocities and weak bed shear stresses is present on the right side of the macroforms (or the channel). The high bed shear stresses increase sediment mobility on the left side of the section and promote erosion on the left edge of the bars. Low bed shear stresses limit particle transport on the right side of the section and facilitate the sediment deposition on the right side of the bars. The asymmetric distribution of constraints within the channel encourages the lateral migration of the bars on the left bank towards the right bank in the channel widening/narrowing.

VI.5.2.5. Secondary currents and the morphodynamics of migrating bars

The secondary currents also appear to affect the morphodynamics of bars. At the widening, the clockwise current (SC1) promotes sediment transport from the right bank to the left bank. This process associated with a preferred direction of flow from the right bank to the left bank limits the expansion of the bars on the right bank and promotes the migration of the macroforms near the left bank (see the migration of B2 between the alternate configuration of 09/03/2010 and the transversal configuration of 18/05/2010). Further downstream, the secondary clockwise currents (SC3 and SC4) associated with the curvature of the channel affects the bars differently, depending on their size and location. When the bars are adjoined to R1 near the right bank and their height (or the flow resistance) is reduced (see B1, Fig. VI. 6a and 6b), secondary currents accelerate erosion and send some of their sediment towards the left bank. When the bars are higher or transversal, the SC3 and SC4 deposit sediment on the right side of the macroforms, thereby increasing their lateral and vertical extension. This process is only possible if the erosion (due to high velocities and bed shear stresses) on the left side of the bar is more important than the deposits generated by the secondary currents on the right edge. The surface divergence and the near bed convergence of secondary velocities, as observed over B2 (P80 on 09/03/2010 and P90 on 25/06/2010, Fig. VI. 6a and 6c), reduce

the bed shear stresses and promote vertical and lateral expansion (on the right flank) of the bar (Richard, 1982). Conversely, the surface convergence and the near bed divergence of counter-currents near the bar on the right bank (see SC1/SC7 at P80 on 25/06/2010 Fig. VI. 6c) probably accelerate erosion near the right bank. Thus, the structure of secondary currents accelerates the erosion of bars located along the right banks and the aggradation of the tops of the bars and the edges facing the right banks.

The combination of the effect of the bars on the secondary currents, the divergence effect of the bars, and the asymmetric distribution of bed shear stresses within the channel promote the migration of bars from the left bank to the right bank and allow the transition from a transversal configuration to an alternate configuration and vice versa.

VI.5.3. Transition between a transversal bar to alternate bars in a widening/narrowing channel

Assuming that the processes observed in this channel widening/narrowing for medium flow discharges are replicable at low flow and are thus observable at almost any time on site, the transition from a transversal configuration to an alternate configuration takes place in four stages (Fig. VI. 14).

- 1) The morphology of the bed forces liquid and solid fluxes towards the left bank. Flow orientation and the organisation of secondary currents stimulate the development and migration of bars near the left bank all the way to the downstream narrowing area (Fig. VI. 14. Stage 1). In this transversal configuration, the bar has little effect on the flow.
- 2) At the area of narrowing downstream, the bar stops its migration downstream because the aspect ratio decreases and bed shear stresses associated with the bars drag becomes too weak, and the stresses associated with dunes drag increase. The increased resistance on the macroform causes a reduction in flow velocities, sediment accumulation on its top, and the progressive increase of its BGI (Fig. VI. 14. Stage 2).
- 3) With the increase of the BGI (at least 0.40 based on the results of this study), the bar affects the system's hydrodynamics. The macroform divides the currents

flowing over its top, concentrates the high velocities on the left side of the channel, and limits the expansion of secondary currents. The combination of these processes promotes the erosion of the left edge and the aggradation of the right flank of the bars and assures their migration from the left bank to right bank (Fig. VI. 14. Stage 3).

- 4) Once the bar is bonded to the right bank, the forcing on the flow structure by the bed morphology become predominant again and allow the formation and migration of a new bar near the left bank (Fig. VI. 14. Stage 4). Prograding downstream, this new macroform deflects the flow towards the bar on the right bank and promotes its gradual erosion.

The analysis of the flow structure in both low water and in biannual floods at the same site is currently the subject of an article⁴ that will 1) complete this conceptual model by incorporating the influence of periods of high water levels on the system dynamics and 2) consider the influence of the secondary channel's connection on flow and sediment transport processes.

⁴ Presented in chapter VII.

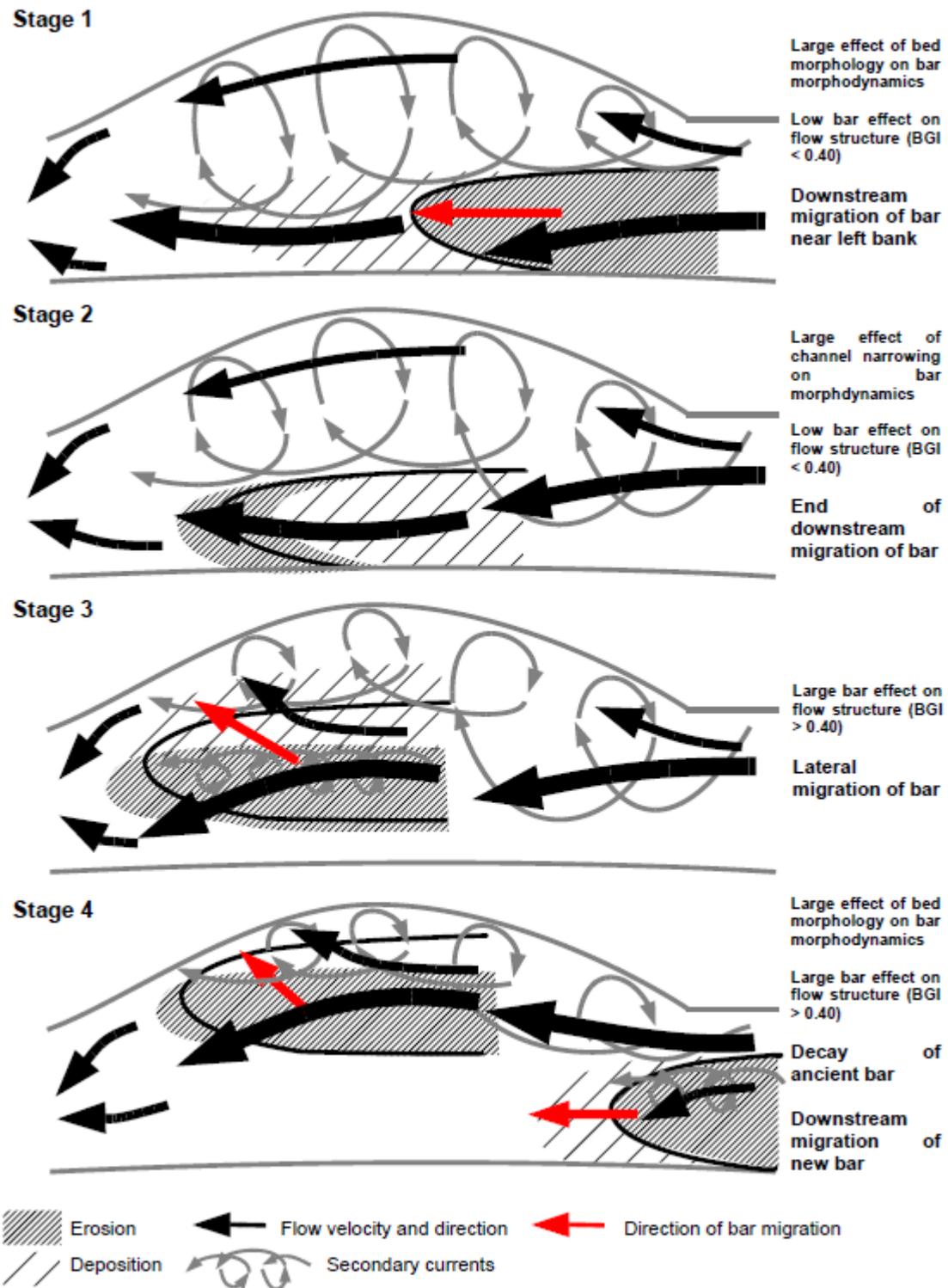


Fig. VI. 14 Interactions between the hydrodynamics and morphodynamics of migrating bars in the channel widening/narrowing studied. The thickness of the black arrows indicates the value of flow velocity.

VI.6. Conclusion

This field study allowed for the first time the observation of the flow structure around migrating bars arranged successively in alternate and transversal configurations in a channel widening/narrowing with fixed banks at a medium discharge (reached several times a year and equal to $\frac{1}{4}$ of the bankfull discharge). Primary and secondary velocities, bed shear stresses, and flow resistance are structured as a function of the morphology and location of the bars. The bars affect the flow significantly when the ratio between their height and the depth of water in the adjacent pool is greater than 0.40. The macroforms constrain the secondary currents if the flow resistance associated with them is significant and promote the formation of counter-currents if the elevation gradient between the bed and the adjacent pool is steep. The effects of bars on the hydrodynamics overlap with the forcing effects induced by the bed morphology (forced pools and bars, width variations and bank roughness) and influence, in turn, the morphodynamics of the system by encouraging a succession of bars in alternate and transversal configurations.

These initial findings were obtained in part from measurements taken at medium flow discharges. Subsequently, the influence of macroforms on flow structure for low-flow and flood scenarios should be examined to better characterise the interactions between hydrology, hydrodynamics, and morphodynamics in a channel widening/narrowing occupied by migrating bars. Accordingly, a study during flooding in this system should measure the influence on flow of the connection of the secondary channel and the time variation of the flow resistance associated with dunes.

Comme nous l'avons montré dans ce qui précède la morphologie et la disposition des barres affectent significativement les écoulements. Cette influence s'ajoute aux effets de forçage induit par la morphologie du lit (mouilles et barres forcées, variations de largeurs, rugosité des berges) sur l'hydrodynamique. La structure des écoulements qui résulte de ces diverses influences gouverne la migration des barres dans la zone d'élargissement/rétrécissement d'où le passage de configurations de barres alternes à transversales, et *vice versa*. Ces éléments ont été regroupés sous la forme d'un modèle conceptuel qui sera complété dans le chapitre VIII, à partir des résultats obtenus dans les autres parties du manuscrit.

De plus, les conclusions du chapitre VI ne s'appuient que sur une seule gamme de débits. Aucune information n'est apportée sur l'évolution de l'influence des barres sur les écoulements en fonction des variations de débit. Or il est probable que l'action des barres sur les écoulements s'amenuise avec l'augmentation de leur submersion. De plus, l'entrée d'un chenal secondaire présente en rive gauche est susceptible de moduler largement la configuration des écoulements. De fait, les bifurcations sont généralement associées à une structure singulière des écoulements. Nous sommes donc en mesure de nous demander si la connexion du chenal secondaire en période de crue vient à son tour modifier l'organisation des écoulements au sein du chenal.

Une analyse de l'hydrodynamique lors de crues est ainsi menée dans le chapitre VII de manière à observer l'influence des barres mais aussi de la bifurcation sur les écoulements.

Chapitre VII. Combinaison de l'influence des variations de largeur de chenal, des barres et du degré de connexion d'une bifurcation asymétrique sur la structure des écoulements pendant les crues, exemple de la Loire moyenne, France



Chapitre VII. Combinaison de l'influence des variations de largeur de chenal, des barres et du degré de connexion d'une bifurcation asymétrique sur la structure des écoulements pendant les crues, exemple de la Loire moyenne, France

Nicolas Claude^a, Stéphane Rodrigues^a, Jean-Gabriel Bréhéret^a, Benjamin Gandubert^a,
Vincent Bustillo^b & Philippe Jugé^c

^a E.A 6293 GéHCO - GéoHydrosystèmes Continentaux, Département Géosciences-Environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université François Rabelais, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France

^b CESBIO UMR CNRS-IRD-CNES-UPS 5126, IUT Paul Sabatier, site d'Auch, 24, rue d'Embaquès - Bât. A, 32000 Auch, France

^c Université François-Rabelais de Tours, CETU Elmis, 11 quai Danton, 37500 Chinon, France

Abstract

La structure des écoulements au sein d'un cours d'eau constitue une réponse à une combinaison complexe de plusieurs facteurs. Ainsi, l'évolution en crues des forçages par des variations de largeur de chenal et des barres dans le contexte d'une bifurcation asymétrique, sur l'organisation des écoulements a été explorée à partir de mesures *in situ*. La structure des vitesses primaires, des courants secondaires et la direction des écoulements a été détaillée durant trois crues. Il est montré que les variations de largeurs de chenal et les barres contrôlent, en grande partie, la distribution des écoulements au sein du lit. L'influence des

barres sur la divergence des écoulements reste insensible aux variations de débits dans un élargissement. En revanche, dans un rétrécissement l'influence des barres diminue lorsque les débits s'accroissent. Les barres structurent significativement les courants secondaires à bas débits. Toutefois, cet effet structurant se réduit généralement avec l'augmentation des débits. La submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire, affecte les écoulements dans le chenal principal, par 1) une accélération et une réorientation des courants vers l'annexe hydraulique, 2) la formation d'un courant secondaire en face du seuil d'entrée, 3) la formation d'un courant secondaire de sens inverse contre l'île séparant les deux anabranches (chenaux aval), 4) une surface de séparation des écoulements confondue avec celle induite par la barre et l'élargissement de section. Les processus associés à la bifurcation asymétrique s'ajustent aux effets des barres et du tracé en plan qui gouvernent de manière prépondérante l'hydrodynamique du système.

Mots clés : variations de largeur, barres, bifurcation asymétrique, structure des écoulements, variations de débit

VII.1. Introduction

Les variations de débit et plus particulièrement celles rencontrées lors des épisodes de crue affectent fortement les processus sédimentaires et l'évolution morphologique des rivières. Partant de cet état de fait, les liens entre variations de débit, transport sédimentaire (Meyer-Peter *et al.*, 1934 ; Schoklitsch, 1950), et évolution des formes du lit (Gabel , 1993 ; Julien et Klaassen, 1995 ; Ten Brinke *et al.*, 1999 ; Wilbers et Ten Brinke, 2003) et du chenal (Mosley ; 1982 ; Magilligan, 1992 ; Ashworth *et al.*, 2000 ; Eaton et Lapointe, 2001 ; Kiss et Sypos, 2007) ont été considérablement étudiés au cours des dernières décennies.

L'évolution de la structure des écoulements pour différentes conditions de débit a également été largement documentée dans les unités mouilles/seuils (Keller, 1971 ; Robert, 1997 ; Milan *et al.*, 2001), les méandres (Bridge et Jarvis, 1982 ; Dietrich *et al.*, 1984) et les confluences (Rhoads et Kenworthy, 1995 ; De Serres *et al.*, 1999).

En opposition, l'hydrodynamique dans les bifurcations est peu connue (Bridge, 1993). L'essentiel des études portant sur la structure tridimensionnelle des écoulements des

bifurcations (ou diffluences) sont menées dans des conditions d'équilibre à débit permanent sur modèle numérique (Neary et Odgaard, 1993 ; Neary et Sotiropoulos, 1996 ; Neary *et al.*, 1999 ; De Heer et Mosselman, 2004 ; Kleinhans *et al.*, 2008 ; Hardy *et al.*, 2011 ; Miori *et al.*, 2012) ou de façon plus rare en canal artificiel (Thomas *et al.*, 2011). Ces travaux ont mis en avant une structure des écoulements complexe avec 1) une séparation des filets de courant en amont de la bifurcation, 2) des courants secondaires dans les anabranches (chenaux aval) au droit des berges intérieures, avec les vecteurs vitesses de surface orientés vers la berge intérieure et les vecteurs vitesses de fond vers la berge extérieure, 3) des zones de séparations et de recirculation des écoulements près des berges extérieures des chenaux aval (Fig. I. 4). Les investigations de terrain demeurent rares et concernent des bifurcations relativement symétriques dans de grandes rivières avec un grand *aspect ratio*. Richardson *et al.* (1996) et Richardson et Thorne (1998) ont ainsi pu mettre en évidence la séparation des écoulements et les courants secondaires sur le Brahmapoutre. A l'opposé, également sur ces grandes rivières, McLelland *et al.* (1999) et Parsons *et al.* (2007) ont constaté l'absence de courants secondaires à cause d'une rugosité associée aux dunes trop importante. Il existe donc encore un véritable besoin d'études *in situ* sur les écoulements dans les bifurcations que ce soit à débits constants ou variables. De plus, les variations de largeur (élargissement/rétrécissement), généralement associées à la présence de barres (Bittner, 1994 ; Wu et Yeh, 2005 ; Wu *et al.*, 2011), peuvent favoriser la formation de bifurcations (Repetto *et al.*, 2002). Néanmoins, l'influence exercée à la fois par les variations de largeur et les barres sur l'hydrodynamique des diffluences n'a toujours pas fait l'objet d'études de terrain et ce, malgré l'importance qui leurs est accordée (Burge, 2006 ; Miori *et al.*, 2006 ; Bertoldi et Tubino, 2007 ; Kleinhans et al, 2008 ; Tubino et Bertoldi, 2008 ; Bertoldi *et al.*, 2009 ; Miori *et al.*, 2012). Enfin, aucune étude hydraulique n'a été menée sur les bifurcations asymétriques (séparant un chenal secondaire d'un chenal principal) et sur leur influence sur la structure des écoulements en fonction du degré de connexion du chenal secondaire.

La présente étude s'appuie sur des mesures hydrauliques et bathymétriques à haute résolution temporelle et spatiale réalisées durant trois crues, sur un tronçon à chenaux multiples dans une grande rivière à sables et graviers : la Loire (France). Plus précisément, le système étudié se compose d'un élargissement/rétrécissement du chenal principal au sein duquel sont visibles une barre transversale lors de la première crue et des barres alternes lors du second épisode. Un chenal secondaire connecté via une bifurcation asymétrique

uniquement inondée pendant les crues est également localisé au sein de l'élargissement/rétrécissement.

L'objectif de ce travail est de comprendre le jeu subtil entre élargissement/rétrécissement, morphologie des barres et degré de submersion d'une bifurcation asymétrique sur la structure des écoulements d'un système ; ceci pour une gamme de débits variables qui permet de tester le « poids » de ces différents paramètres.

VII.2. La Loire : hydrologie et site d'étude

VII.2.1. Le site d'étude dans le contexte de la Loire moyenne

La Loire, le plus long fleuve français mesure 1020 km de long et draine un bassin versant de 117 000 km². Le site d'étude (Fig. VII. 1) est localisé près du village de Bréhémont (47°17'43.31''N, 0°20'33.80''E) dans la partie moyenne de la Loire, 790 km en aval de la source et 30 km en aval de Tours. Dans la section étudiée, le cours d'eau présente un style à chenaux multiples composé d'un chenal principal incisé, avec des barres sédimentaires, des îles végétalisées pérennes, et des chenaux secondaires seulement submergés durant les crues (pour une description plus détaillée, voir Rodrigues *et al.*, 2006 ; Détriché *et al.*, 2010).

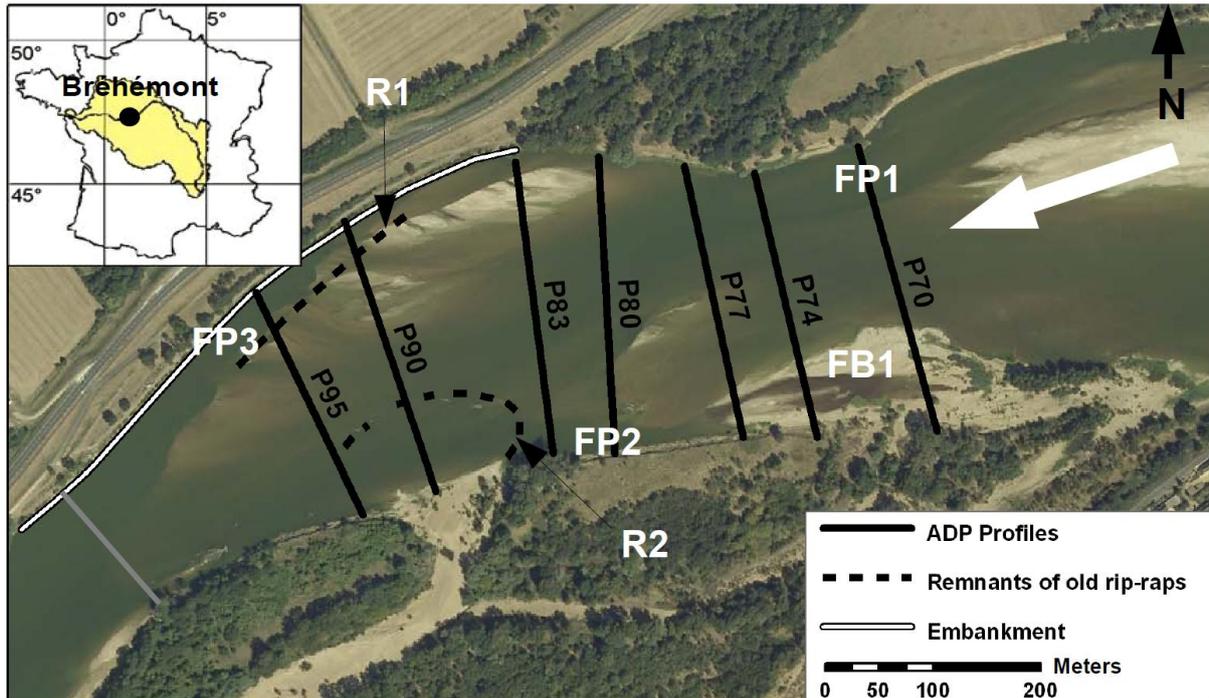


Fig. VII. 1. Présentation du site d'étude.

La ligne grise indique la limite aval de la zone de rétrécissement. La flèche blanche désigne la direction de l'écoulement.

VII.2.2. Hydrologie du site d'étude

A la station de jaugeage de Langeais (4,5 km en amont du site d'étude), le débit annuel moyen et le débit d'une crue biennale atteignent respectivement $430 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $1900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

L'hydrogramme concernant l'année 2010 est présenté en Fig. VII. 2. Les données analysées dans ce travail ont été collectées lors de trois crues : une crue annuelle en juin avec des débits variant entre 386 et $1030 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et deux crues biennales au cours desquelles les débits ont fluctué entre 698 et $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Fig. VII. 2). Les valeurs moyennes de vitesse de courant, de profondeur d'eau et d'*aspect ratio* (définie par le rapport entre la largeur du chenal, W , et la profondeur, d) sont répertoriées dans le Tab. VII. 1. Au cours des différentes mesures, la vitesse moyenne a varié entre $0,87$ et $1,33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, la hauteur d'eau entre $1,73$ et $4,92 \text{ m}$ et l'*aspect ratio* entre 56 et 159 .

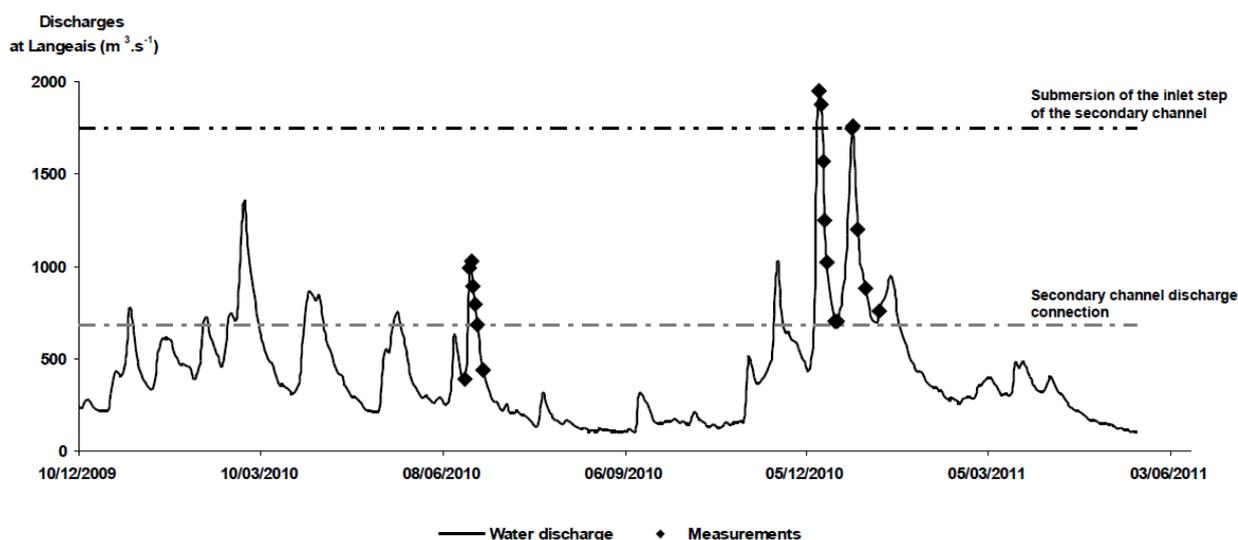


Fig. VII. 2. Distribution des mesures sur l'hydrogramme de la station de jaugeage de Langeais (4,5 km en amont du site d'étude).

Tab. VII. 1 .Paramètres hydrauliques moyens mesurés sur le profil P80 (Voir partie Matériels et méthodes pour description des techniques d'acquisition)

Date	Water discharge at Langeais (m ³ .s ⁻¹)	Mean flow velocity (m.s ⁻¹)	Water depth (m)	Aspect ratio	Water slope (m.m ⁻¹)
19/06/2010	386	0.90	1.73	159	0.00037
21/06/2010	993	1.06	3.08	90	0.00035
22/06/2010	1030	1.08	3.19	86	0.00027
23/06/2010	891	1.04	2.95	93	0.00025
24/06/2010	791	1.02	2.81	98	0.00025
25/06/2010	684	1.00	2.63	105	0.00025
28/06/2010	440	0.87	1.96	142	0.00027
10/12/2010 ^a	1690	1.33	4.23	61	0.00032
11/12/2010	1950	1.32	4.92	56	0.00029
12/12/2010	1880	1.27	4.80	58	0.00025
13/12/2010	1570	1.18	4.30	64	0.00025
14/12/2010	1250	1.11	3.74	74	0.00025
15/12/2010	1020	1.06	3.34	82	0.00028
19/12/2010	701	0.96	2.74	101	0.00029
20/12/2010	698	0.96	2.67	103	0.00029
27/12/2010	1750	1.25	4.61	60	0.00031
28/12/2010	1760	1.27	4.60	60	0.00031
30/12/2010	1200	1.11	3.73	74	0.00029
03/01/2011	882	1.02	3.14	88	0.00029
10/01/2011	760	0.99	2.88	96	0.00033

^a Vitesses de courant déterminées par moulinet et non par *Acoustic Doppler Profiler* (ADP)

VII.2.3. Site d'étude et morphologie du chenal

La largeur du chenal principal sur la section considérée varie entre 175 et 300 m. La rive droite est enrochée dans sa partie aval (Fig. VII. 1). La pente moyenne de la ligne d'eau fluctue sur ce tronçon autour de $0,3 \text{ m. km}^{-1}$ (Tab. VII. 1). La charge de fond est principalement composée de sables et graviers. Le D_{50} et D_{90} des sédiments du lit (diamètre au-dessous duquel 50 et 90 % des particules sont plus fines) sont respectivement de 1,33 mm et 5,18 mm.

Le chenal principal est composé de plusieurs unités morphologiques stables. Dans la zone de rétrécissement amont, une barre forcée (FB1) en rive gauche constitue la partie aval d'une petite île, et une mouille forcée (FP1) longe le pied de la berge droite (Fig. VII. 1). Plus en aval, des barres migrantes occupent l'élargissement/rétrécissement de chenal. Les interactions entre la structure des écoulements et la morphodynamique de ces barres pour un débit moyen ($700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) a été préalablement détaillée dans le chapitre VI. Dans ces conditions hydrologiques, la morphologie et l'emplacement des barres affectent significativement les vitesses d'écoulements, les courants secondaires, les forces tractrices et la résistance à l'écoulement. Ces effets s'ajoutent aux forçages hydrauliques imposés par les structures stables du lit (mouille forcée amont, variations de largeur du lit), le tout, contrôlant la morphodynamique des barres et le passage d'une configuration à une autre. La présente étude pourra en partie compléter ces informations du fait qu'elle s'appuie sur des mesures effectuées à d'autres débits. Le rétrécissement progressif de la section limite la migration aval des barres et contraint leur présence au milieu de la zone de rétrécissement/élargissement. Pour faciliter la discussion, la zone entre le profil P95 et la section aval la plus étroite (en ligne grise sur Fig. VII. 1) sera désignée comme zone de rétrécissement. L'*aspect ratio* augmente entre les profils P74 et P83 et diminue entre P83 et P95. Lors des bas débits, l'*aspect ratio* atteint des valeurs proches de 200 sur la section la plus large (P83) et des valeurs avoisinant 140 sur la section la plus étroite (P95) ; pour une crue biennal, ce paramètre diminue jusqu'à 56 sur P83 et 44 sur P95.

Le système comporte également deux autres mouilles forcées : une première (FP2) au pied de la rive gauche à proximité du profil P80 et une seconde (FP3) le long de la section enrochée de la rive droite (Fig. VII. 1). Des enrochements, vestiges d'anciennes protections

de berge, sont alignés le long de la berge droite entre P90 et P95 (R1) et face à l'entrée du chenal secondaire (R2).

Un chenal secondaire s'ouvre sur la rive gauche, entre les profils P83 et P95. La bifurcation est ainsi localisée dans un élargissement de chenal, comme Burge (2006) et Zolezzi *et al.* (2006) l'ont précédemment remarqué sur des *wandering rivers* et des rivières en tresses. La forme de cette bifurcation est comparable aux bifurcations en « T » ou aux *diversions* latérales habituellement étudiées en ingénierie pour la conception des canaux d'irrigation ou des prises d'eau. Dans ce cas, la bifurcation est qualifiée d'asymétrique puisque la distribution des flux liquide et solide est particulièrement inégale.

Comme observé dans le modèle de Bolla Pittaluga *et al.* (2003) et dans des rivières en tresses par Zolezzi *et al.* (2006), l'asymétrie de la bifurcation se caractérise par un seuil d'entrée dans la partie amont du chenal secondaire (Fig. VII. 1). Sur ce seuil, une zone de sédimentation, topographiquement surélevée près de la rive amont (Rodrigues *et al.*, 2007) similaire aux zones de séparations décrites dans la littérature (Bulle, 1926 ; Neary *et al.*, 1993 ; Hardy *et al.*, 2011) est en cours de végétalisation. Cette zone est surélevée d'environ 0,9 m par rapport au reste du seuil. La différence d'altitude moyenne entre le chenal principal et le chenal secondaire se situe aux environs des 3,50 m. L'angle de la bifurcation formé par la rive gauche du chenal principal et la rive droite du chenal secondaire atteint 103°. L'angle formé par les axes hydrauliques du chenal principal et du chenal secondaire est de 67°. Ces deux valeurs d'angle sont légèrement supérieures à celles observés pour des bifurcations stables en canal artificiel par Federici et Paola (2003) et Bertoldi et Tubino (2005).

Au débit maximal rencontré lors des levés (1950 m³.s⁻¹ à la station de Langeais), la bifurcation présente certaines grandeurs caractéristiques regroupées dans le tableau suivant :

Tab. VII. 2. Paramètres caractéristiques de la bifurcation à débit maximal (1950 m³.s⁻¹).

$W_{\text{Secondary}}/W_{\text{Main}}$	$\Delta h = (h_{\text{Secondary}} - h_{\text{Main}})/d_{\text{Upstream}}$	$Q_{\text{Secondary}}/Q_{\text{Main}}$
0.52	0.72	0.03

Avec, Δh le *inlet step* (Zolezzi *et al.*, 2006) ; $W_{\text{Secondary}}$, $h_{\text{Secondary}}$ et $Q_{\text{Secondary}}$, respectivement, la largeur, l'altitude moyenne du seuil et le débit en entrée du chenal secondaire ; W_{main} , h_{Main} et Q_{main} , respectivement la largeur, l'altitude moyenne et le débit du chenal principal juste en aval du chenal secondaire (sur P95) ; d_{Upstream} , la profondeur d'eau moyenne en amont de la bifurcation (sur P83).

Les observations de terrain et les mesures de hauteurs d'eau montrent que le chenal secondaire se connecte au chenal principal vers $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le seuil d'entrée, sans la zone de sédimentation surélevée, est submergé pour des débits supérieurs à $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La submersion totale du seuil ($\Delta h < 1$) est atteinte lorsque les débits dépassent $1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

VII.3. Matériels et méthodes

VII.3.1. Mesures *in situ*

VII.3.1.1. Bathymétrie multifaisceaux

Les levés bathymétriques multifaisceaux ont été réalisés pour la majorité des mesures entre les profils P70 et P98 (Fig. VII. 1). Ces suivis ont été effectués avec un échosondeur Odom ES3 composé de 240 faisceaux à 240 kHz ouverts sur 120° . Dans cette configuration, le lit de la rivière est scanné sur une largeur égale à trois fois la hauteur d'eau. L'échosondeur était associé avec un DGPS Magellan ProFlex 500 qui assure une précision centimétrique en planimétrie et altimétrie. Les levés ont été réalisés le long de profils parallèles aux berges avec une vitesse de navigation comprise entre 1,5 et 3. $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Les données bathymétriques multifaisceaux ont été post-traitées avec le logiciel Hypack 2009. Cet outil permet de filtrer et supprimer les données statistiquement aberrantes et de convertir les points restants en une grille, définie ici avec des mailles de 0,5 m (ce qui représente en moyenne 550 000 points) afin de faciliter l'interpolation triangulaire et le traitement des données.

VII.3.1.2. Mesures à l'*Acoustic Doppler Profiler* (ADP)

Les mesures courantométriques ont été collectées avec un *Acoustic Doppler Profiler* (ADP) le long des profils présentés sur la Fig. VII. 1. Seuls les profils P80, P90 et P95 ont été suivis lorsque le temps imparti aux mesures hydrauliques était trop court. En raison de hauteurs d'eau trop faibles, seules quelques mesures à l'ADP ont été effectuées dans le chenal secondaire. Les données hydrauliques se concentrent donc dans le chenal principal.

L'appareil utilisé est un *Sontek RiverSurveyor* M9 contenant deux jeux de quatre faisceaux à deux fréquences différentes (un jeu à 3 MHz et un jeu à 1 MHz) ainsi qu'un

échosondeur basse fréquence (0,5 MHz) pour estimer précisément la profondeur d'eau. Grâce aux deux fréquences disponibles, l'ADP adapte automatiquement ses propriétés acoustiques aux conditions hydrauliques (profondeurs et vitesses) rencontrées durant le levé. La hauteur des cellules est ajustée sur chaque verticale en fonction de la hauteur d'eau. Les vitesses de courant estimées sont décomposées dans chaque cellule en composantes est, nord et verticale. Les sections transversales ont été suivies quotidiennement pendant les campagnes de mesures. A bord de l'embarcation, le DGPS (Magellan ProFlex 500) était connecté au logiciel Hypack 2009 pour visualiser la trajectoire du bateau et s'assurer que les traversées avec l'ADP ne s'éloignaient pas de plus d'un mètre de la section transversale de référence. Ce protocole, combiné aux données fournies par le compas de l'ADP et le *bottom tracking* autorisent un positionnement précis des mesures de vitesses.

Afin d'effectuer quotidiennement, toutes les mesures bathymétriques et courantométriques, chaque profil a fait l'objet de deux transects (ou deux traversées) à l'ADP, avec une vitesse de navigation d'environ 1 m.s^{-1} . Bien que Szupinay *et al.* (2007) préconisent plus de transects, Wright et Kaplinski (2011) ont démontré que deux traversées étaient suffisantes pour observer les grandes structures d'écoulements et estimer les vitesses de courant.

Les vitesses des écoulements, les directions des filets de courants (c'est-à-dire la direction des vecteurs vitesses) et les profondeurs d'eau obtenues à partir des deux transects levés sur un profil ont été projetés sur une grille avec des mailles de 2 m de large et une hauteur égale à la hauteur maximale des cellules définies durant les mesures (Dinehart et Bureau, 2005a, 2005b). Une valeur moyenne pour chaque paramètre est ensuite calculée dans chaque cellule.

La précision des vitesses de courant obtenues avec l'ADP a été estimée en comparant ces valeurs à celles mesurées avec un moulinet. Le biais moyen et la dispersion (c'est-à-dire l'écart-type de l'erreur) calculés sur 27 verticales pour six campagnes de mesure sont respectivement de $-0,024 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,091$, ce qui suggère que l'erreur est aléatoire. L'erreur standard moyenne pour chaque mesure de vitesse individuelle est de $0,094 \text{ m.s}^{-1}$. Les biais liés aux mesures au moulinet sont maximum pour les faibles vitesses ($-0,08 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne pour les vitesses $< 0,87 \text{ m.s}^{-1}$) observées dans de faibles profondeurs, mais demeurent limités dans les autres cas. Ainsi, les vitesses obtenues avec l'ADP dans les zones peu profondes

doivent être considérées avec prudence. De plus, 7,5 % des profondeurs d'eau obtenues avec l'ADP et moyennées sur la section concordent avec les valeurs obtenues au moulinet. Cette faible précision peut essentiellement être attribuée aux écarts de localisation du bateau entre les deux méthodes. Toutefois, les profils de vitesse obtenus par l'ADP et le moulinet sont mutuellement cohérents et marqués par une valeur de vitesse de base comprise entre $0,62 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,64 \text{ m.s}^{-1}$ et un gain de $0,14 \text{ m.s}^{-1}$ pour chaque mètre additionnel de profondeur. L'incertitude sur les estimations de débit à partir de l'ADP a été estimée par propagation des erreurs des composantes (Cornell, 1972) et est comprise entre 3% et 10% sur les six sections transversales étudiées avec un intervalle de confiance de 95%. La contribution de la section transversale de la rivière (principalement la profondeur d'eau) et de la vitesse des écoulements à l'incertitude relative du débit sont du même ordre de grandeur (45% et 55% en moyenne). Cependant, il est probable que l'incertitude associée à la profondeur de la rivière soit surestimée à cause de l'écart entre les estimations des deux méthodes testées.

VII.3.2. Composantes primaires et secondaires des vitesses de courant

En rivières, les écoulements sont rarement parallèles aux berges et peuvent dans certains cas suivre des directions obliques par rapport à la pente longitudinale. Pour filtrer la composante latérale des écoulements, il est souvent nécessaire de réorienter les vecteurs vitesses de manière à obtenir une composante primaire (parallèle à la direction principale des vecteurs) et une composante secondaire (perpendiculaire à la direction principale des vecteurs) des vitesses de courant.

Cependant, dans les grandes rivières, la direction des vecteurs vitesses est généralement non-uniforme le long d'une section transversale du fait que les écoulements divergent et convergent au sein du lit. Ces phénomènes sont particulièrement vrais dans les zones de confluences, de bifurcations ou de variations brutales de la largeur du chenal. La plupart des méthodes qui caractérisent l'orientation des vitesses primaires et secondaires ont été développées pour de petits cours d'eau dans lesquels les directions des vecteurs vitesses peuvent être considérés comme invariantes le long de la largeur du chenal (McLelland *et al.*, 1994; Lane *et al.*, 2000). Ces méthodes qui n'utilisent qu'un seul plan pour déterminer la direction des composantes primaires et secondaires à travers la largeur du chenal ne sont pas applicables sur les grandes rivières (Szupiany *et al.*, 2009). Ainsi, il est préférable d'employer

des méthodes comparables à celle de Rozovskii (1954). Cette méthode définit sur chaque verticale, une direction d'écoulement primaire égale à la direction moyenne des vitesses sur la verticale. La direction des composantes primaires (u_p) et secondaires (u_s) en tout point d'une section sont ainsi obtenues par différence entre la direction moyenne des vitesses sur la verticale et la direction du vecteur au niveau du point concerné. Les composantes u_p et u_s sont ensuite calculées :

$$u_p = u \cos(\varphi - \psi) \quad (1)$$

$$u_s = u \sin(\varphi - \psi) \quad (2)$$

$$u = (u_N^2 + u_E^2)^{0.5} \quad (3)$$

avec u : la vitesse dans chaque cellule de la verticale ; φ : l'orientation du vecteur u par rapport au nord ; u_N et u_E : les composantes nord et est du vecteur u ; et ψ l'orientation du vecteur vitesse moyen sur la verticale par rapport au nord.

Dans la suite de ce travail, les courants secondaires seront définis comme des écoulements s'étendant sur plusieurs verticales avec des vitesses secondaires (u_s) en surface et près du lit dirigées vers des berges opposées (Rhoads et Kenworthy, 1995 ; Szupiany *et al.*, 2009).

VII.3.3. Divergence des écoulements

Un indice (Ratio D) caractérisant l'écart entre la direction des écoulements au dessus d'une barre et la direction des écoulements dans les thalwegs adjacents a été estimé sur les profils P80, P90 et P95 (chapitre VI) :

$$\text{Ratio D} = \frac{|\text{Dir}_{\text{Bar}} - \text{Dir}_{\text{Pools}}|}{\text{Dir}_{\text{Pools}}} \quad (4)$$

avec Dir_{Bar} : la direction moyenne des écoulements sur la barre étudiée (définie comme la direction moyenne des vecteurs vitesses observés sur la barre) ; $\text{Dir}_{\text{Pools}}$: la direction moyenne des écoulements au sein des thalwegs adjacents à la barre (définie comme la direction moyenne des vecteurs vitesses observés dans les thalwegs). Le Ratio D a pour objectif de mettre en avant l'influence exercée par les barres sur la direction des écoulements.

Pour affiner et compléter les relations entre barres et directions des écoulements, le Ratio D a été appliqué sur des données hydrauliques et bathymétriques collectées à faibles débits lors d'une décrue en mars 2010, ainsi qu'au pic de petites crues survenues en avril et

mai 2010. Les données acquises lors des campagnes complémentaires ne seront pas davantage détaillées dans le présent travail.

VII.4. Résultats

VII.4.1. Morphologie des barres durant les crues

Durant la crue de juin 2010, la configuration du chenal principal est caractérisée par la présence d'une grande barre migrante transversale (B2 sur Fig. VII. 3). Cette barre se raccorde à la rive droite au niveau de l'élargissement (P77). Elle s'oriente vers la rive gauche jusqu'au profil 98 et s'inscrit sur l'ensemble du site d'étude. Entre cette barre et la rive droite, on remarque la présence d'une mouille (P1), dans laquelle sont implantés les enrochements (R1) et qui s'élargit d'amont en aval à mesure que la barre s'écarte de la rive droite. Une mouille (P2, correspondant au thalweg) s'individualise également entre la barre B2 et la rive gauche. Une grande dune isolée (B2') migre le long de la rive gauche entre la barre forcée (FB1) et la barre transversale (B2).

La migration transversale de la barre B2 conduit en décembre 2010 à une configuration alterne des barres migrantes (chapitre III), B2 ayant rejoint la rive droite et B3 ayant fait son apparition en rive gauche à l'amont de la zone d'étude (Fig. VII. 3). La mouille P2 (thalweg) s'est élargie et serpente entre les barres.

La configuration des barres au sein du chenal évolue peu au cours des épisodes de juin et de décembre (chapitre III).

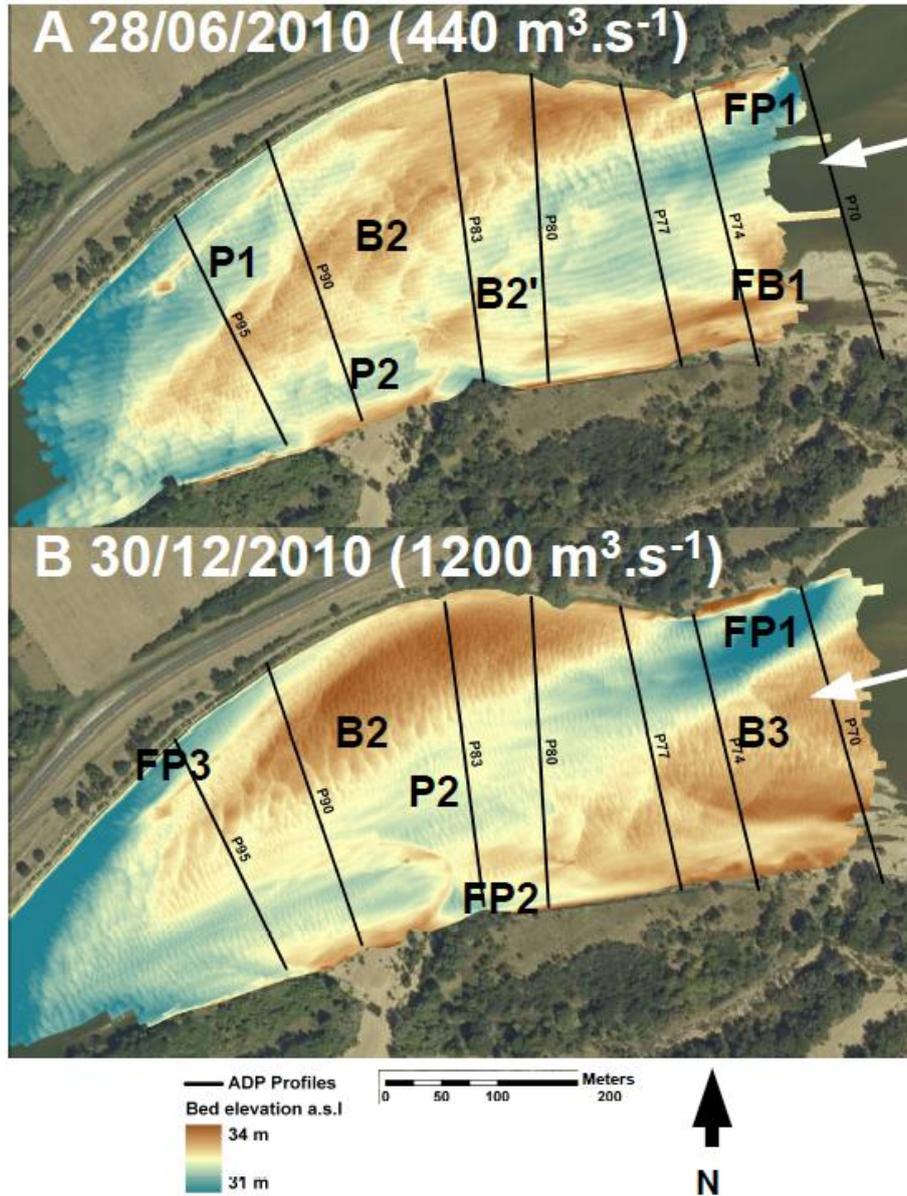


Fig. VII. 3. Morphologie des barres durant les crues de juin et décembre.

VII.4.2. Vitesses primaires

La disposition des barres étant différente entre les crues de décembre et de juin, les distributions transversales des vitesses le sont également. Examinons dans ce qui suit la distribution de ces vitesses en juin avant de présenter celle de décembre.

En juin, la répartition des vitesses primaires sur les différentes sections étudiées est globalement très similaire pour les sept campagnes de mesures effectuées au cours de la crue.

La description qui suit est donc valable pour l'ensemble de la crue. Elle s'appuie sur la Fig. VII. 4a qui présente la distribution des vitesses primaires au pic de crue, à un débit intermédiaire et à un débit faible. Au niveau du profil P70, les vitesses primaires les plus élevées sont situées sur le flanc droit de la barre forcée (FB1). Sur son flanc gauche, les vitesses sont nettement plus faibles. Sur le profil suivant (P74), les vitesses élevées se répartissent de manière plus homogène de la rive droite à FB1, à gauche de laquelle les vitesses sont toujours plus faibles. Globalement, les fortes vitesses se recentrent au niveau du thalweg, ce qui est aussi vrai pour le profil P77, où une zone de faibles vitesses s'observe en rive droite. Cette zone s'élargit sur P80 à mesure que le thalweg se déplace vers la rive gauche et que la barre en rive droite (B2) prend de l'importance. Plus en aval (P83), la barre B2, qui occupe à cet endroit la moitié droite du chenal, contraint les écoulements vers la rive gauche où se répartissent alors les fortes vitesses. Bien que la barre soit dans la partie centrale du chenal au niveau de P90, les vitesses élevées se trouvent confinées en rive gauche au droit de la mouille P2. Sur le profil P95, on observe une configuration comparable quoique plus homogène sur l'ensemble de la section en pleine crue. Remarquons que les vitesses maximales longent la rive gauche juste en aval de l'entrée du chenal secondaire.

Tout comme pour la crue précédente, la distribution des vitesses primaires lors des crues de décembre varie modérément en fonction des débits, ainsi la description qui suit s'applique à l'ensemble des campagnes de mesure des deux crues. La Fig. VII. 4b présente la structure des vitesses primaires au premier pic de crue, à un débit intermédiaire et à débit faible. A l'amont de la zone d'étude (P70, P74), les vitesses les plus élevées sont surtout confinées dans la partie droite du chenal, au niveau de la mouille (FP1) qui borde la rive droite. A partir du profil P77 et ce jusqu'au profil P95, les vitesses maximales longent le flanc gauche de la barre (B2) et se concentrent dans la mouille (P2). Ces vitesses maximales s'étendent même jusqu'à la rive gauche (sur P90 et P95) lorsque les débits dépassent $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et que le seuil d'entrée du chenal secondaire est totalement submergé. Dans la partie droite du chenal, caractérisée par la présence d'une mouille forcée (FP3), les vitesses sont relativement faibles. A partir de P95, le rétrécissement de la section entraîne une augmentation et une répartition transversale des vitesses plus homogène pour les forts débits. Les fortes vitesses se concentrent dans la partie gauche du chenal pour les faibles débits

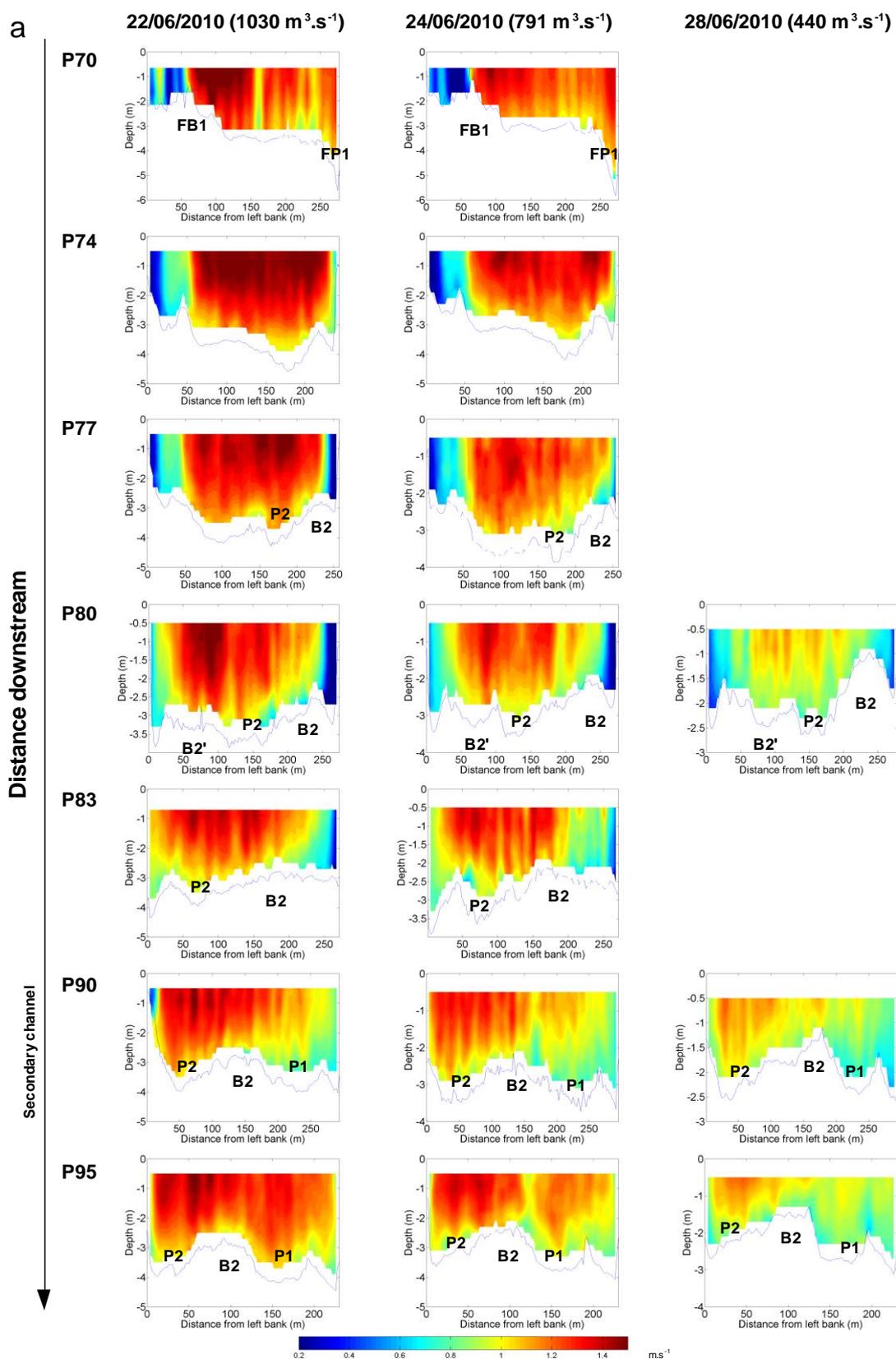


Fig. VII. 4. a. Distribution transversale des vitesses primaires durant la crue de juin 2010. Les lignes bleues représentent le lit de la rivière.

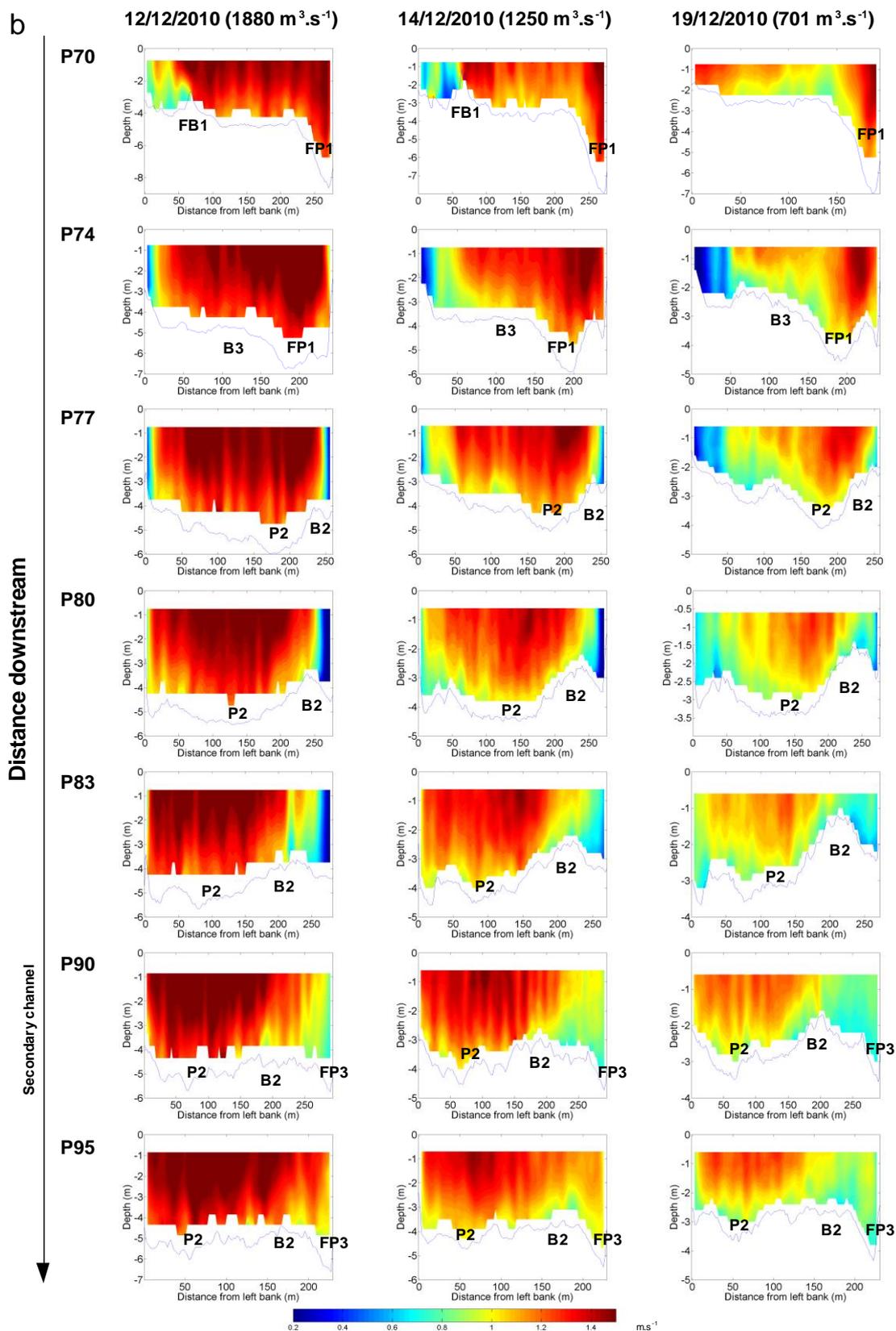


Fig. VII. 4. b. Distribution transversale des vitesses primaires durant les crues de décembre 2010. Les lignes bleues représentent le lit de la rivière

VII.4.3. Vitesses secondaires

L'analyse des vecteurs vitesses secondaires (VVS) met en évidence l'existence de courants secondaires hélicoïdaux au sein du secteur d'étude (Fig. VII. 5 ; chapitre VI). L'organisation de ces courants illustre l'influence de la morphologie et des variations de débit sur la structuration des écoulements. Pour plus de lisibilité et de clarté, la structure des courants secondaires n'est présentée sur la Fig. VII. 5 que pour un débit proche du pic de crue, un débit intermédiaire et un débit faible pour chacune des deux crues.

En juin, sur le profil amont (P70), on observe une structure simple avec un courant secondaire horaire (SC1) lié aux gradients verticaux de momentum induits par la topographie au niveau de la mouille forcée (FP1) en rive droite (Fig. VII. 5a). Un courant secondaire antihoraire peu développé (SC3) est situé entre la rive gauche et la queue de FB1. Cette organisation évolue au niveau du profil P74, puisque le courant secondaire horaire (SC1) se situe maintenant au milieu du chenal au droit du thalweg et qu'un nouveau courant antihoraire (SC4) se forme en rive droite suite à l'interaction entre SC1 et la barre B2. Plus en aval sur P77, seul le courant antihoraire (SC4) en rive droite est toujours décelable. L'organisation des écoulements dans la partie gauche du chenal est particulièrement complexe, si bien qu'aucun courant secondaire n'est clairement discernable dans cette partie de la section. Sur le profil P80, un courant secondaire antihoraire (SC5) est de temps à autres observable en rive gauche au niveau de la mouille forcée FB2 et de la barre forcée connexe. La structure des courants est plus complexe sur le reste de la section et seul le courant horaire (SC1) se développe régulièrement lors des bas débits. A partir du profil P83, l'observation la plus récurrente concerne la présence d'un courant secondaire horaire (SC2) entre la rive droite et le sommet de la barre B2, et ce jusqu'au profil P95. Ce courant est probablement induit par la courbure de la rive droite. Un courant antihoraire récurrent (SC8) est également observable au sommet de la barre B2, au niveau des profils P90 et P95. De manière générale, la barre B2 semble être à l'origine d'une structuration bifide des écoulements en scindant distinctement le flux en deux courants.

En décembre, l'organisation des courants secondaires est globalement similaire à celle observée durant la crue de juin. Néanmoins, quelques différences sont discernables (Fig. VII. 5b). Sur P77, le courant secondaire horaire (SC1) n'est plus déstructuré et occupe toute la

partie gauche de la section. Sur P83 et P90, un courant secondaire horaire (SC9) se développe dans la mouille P2, c'est-à-dire dans la partie gauche de la section. SC9 apparaît quand le seuil d'entrée du chenal secondaire est substantiellement submergé et que les débits sont supérieurs à $1600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur P83 et supérieurs à $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur P90. Sur le profil le plus en aval (P95), il est récurrent d'observer un courant secondaire antihoraire (SC10) près de la berge gauche pour les débits supérieurs à $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (quand le chenal secondaire est fortement connecté)

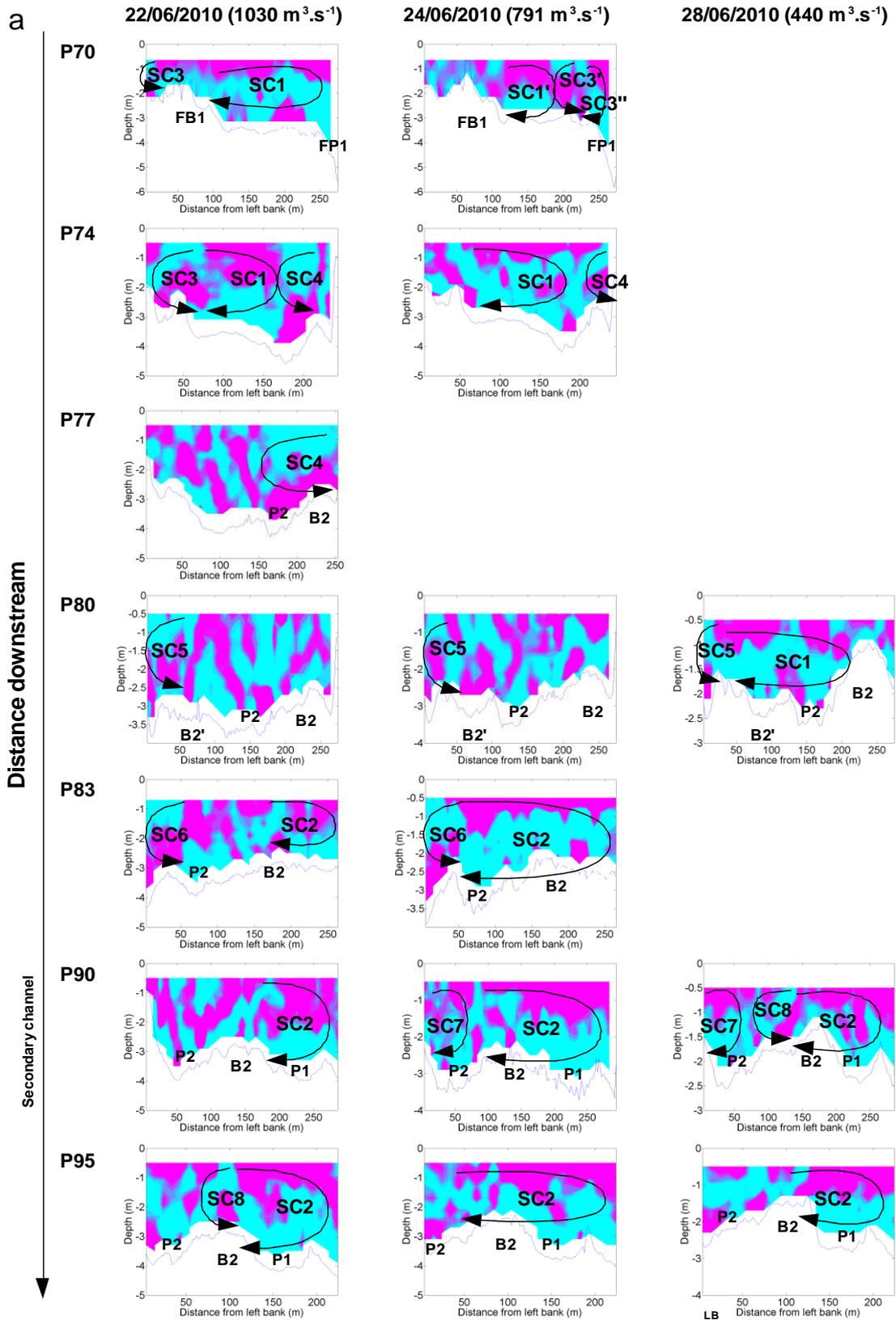


Fig. VII. 5. a. Distribution transversale des vitesses secondaires durant la crue de juin 2010. Les couleurs bleues indiquent que les courants sont dirigés vers la rive gauche et les couleurs roses indiquent que les courants sont dirigés vers la rive droite. Les lignes bleues représentent le lit de la rivière. SC : Courant secondaire.

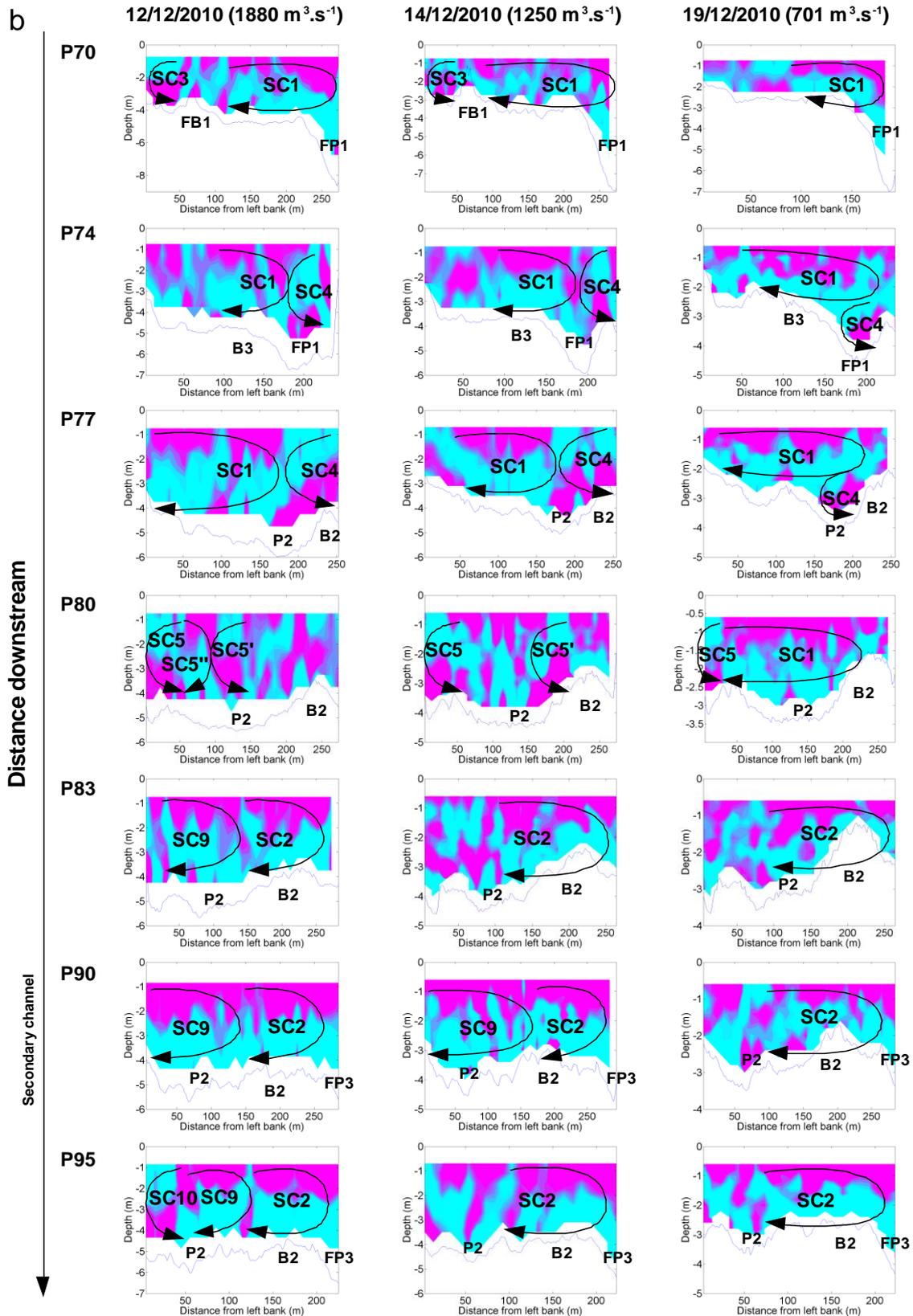


Fig. VII. 5. b. Distribution transversale des vitesses secondaires durant les crues de décembre 2010. Les couleurs bleues indiquent que les courants sont dirigés vers la rive gauche et les couleurs roses indiquent que les courants sont dirigés vers la rive droite. Les lignes bleues représentent le lit de la rivière. SC : Courant secondaire.

VII.4.4. Directions des écoulements

VII.4.4.1. Distribution transversale de la direction des écoulements en crue

Les directions suivies par les écoulements (c'est-à-dire la direction des vecteurs vitesses) sont dans l'ensemble similaires pour les deux crues considérées ici (Fig. VII. 6) et ce, malgré le fait que certaines tendances soient dépendantes des débits. La description qui suit est ainsi valable pour l'ensemble des levés réalisés au cours des deux crues.

Au niveau du rétrécissement amont, sur P70, les écoulements convergent à proximité du flanc droit de la barre accolée à la mouille forcée FP1. Sur le profil suivant (P74), le point de contact entre les filets de courants diffère selon les crues. En juin, la zone de convergence est localisée au pied d'une barre latérale près de la rive gauche. En décembre, les flux se rejoignent sur le flanc droit de la barre centrale pour des débits supérieurs à $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et près de la rive gauche pour des débits inférieurs.

Au niveau de la zone d'élargissement (P77, P80 et P83), les écoulements divergent toujours sur le flanc gauche de la barre en rive droite (B2).

Sur P90, la barre B2 sépare et redirige localement sur son sommet les écoulements vers la rive droite. Entre la barre B2 et la rive droite, les filets de courants s'orientent vers la berge gauche en raison du resserrement de la section. De l'autre côté de la barre, sur la mouille P2 les flux sont globalement parallèles à la direction moyenne sur la section. Les écoulements divergent donc sur le flanc gauche et convergent sur le flanc droit de la barre.

Dans la zone de rétrécissement aval, les courants convergent au sommet de la barre B2 pour la majorité des écoulements. Les écoulements se restructurent lorsque les débits diminuent; les filets de courant s'organisent alors de la même manière que ceux décrits sur P90.

La convergence et la divergence des écoulements sur les barres s'accompagnent probablement d'une couche de cisaillement au dessus de ces dernières (chapitre VI).

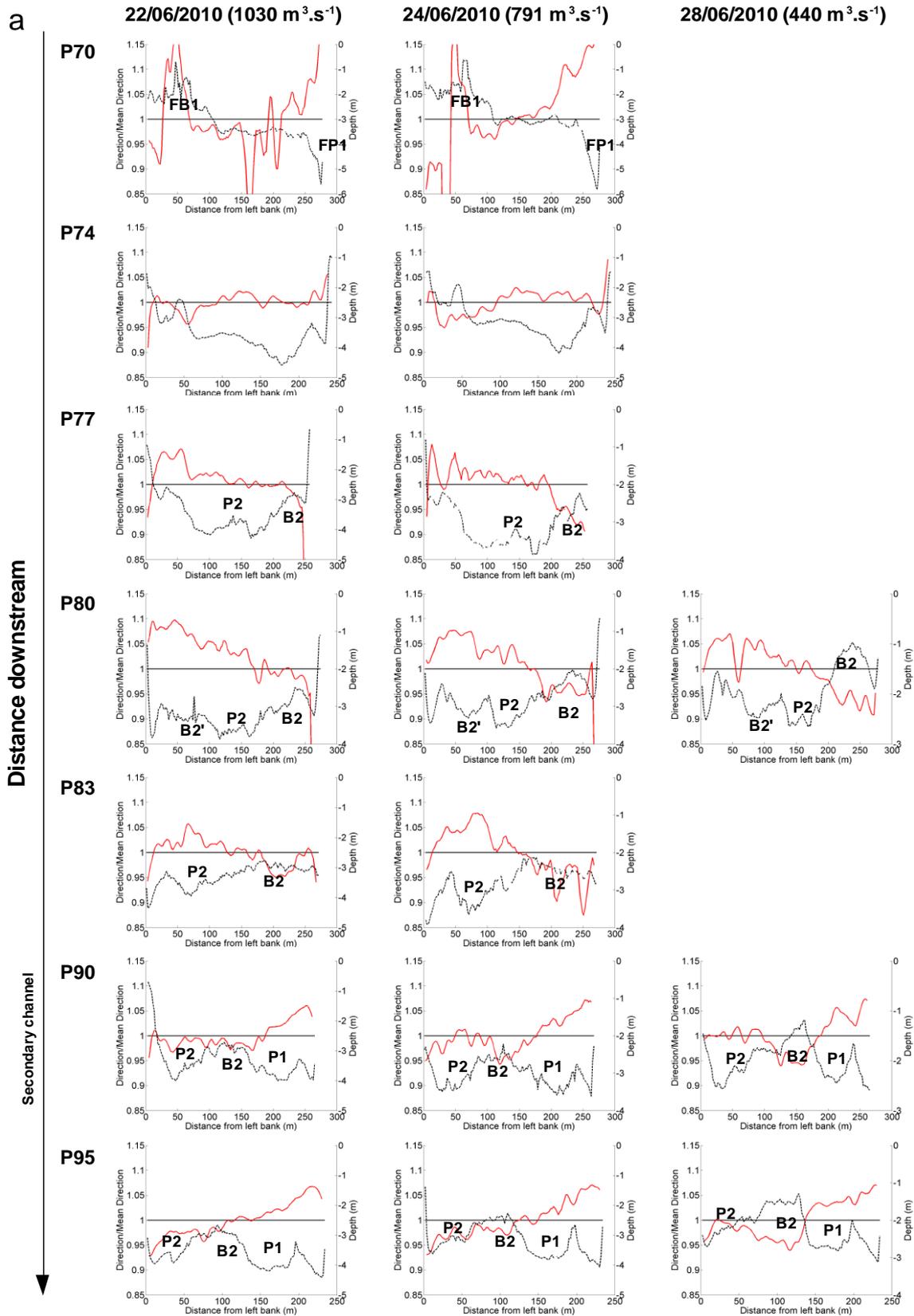


Fig. VII. 6. a. Distribution transversale des directions moyennes des écoulements durant la crue de juin 2010.

Lorsque les directions (en rouge) sont supérieures à 1, les écoulements sont dirigés vers la rive gauche et *vice versa*. Les pointillés noirs correspondent au lit de la rivière.

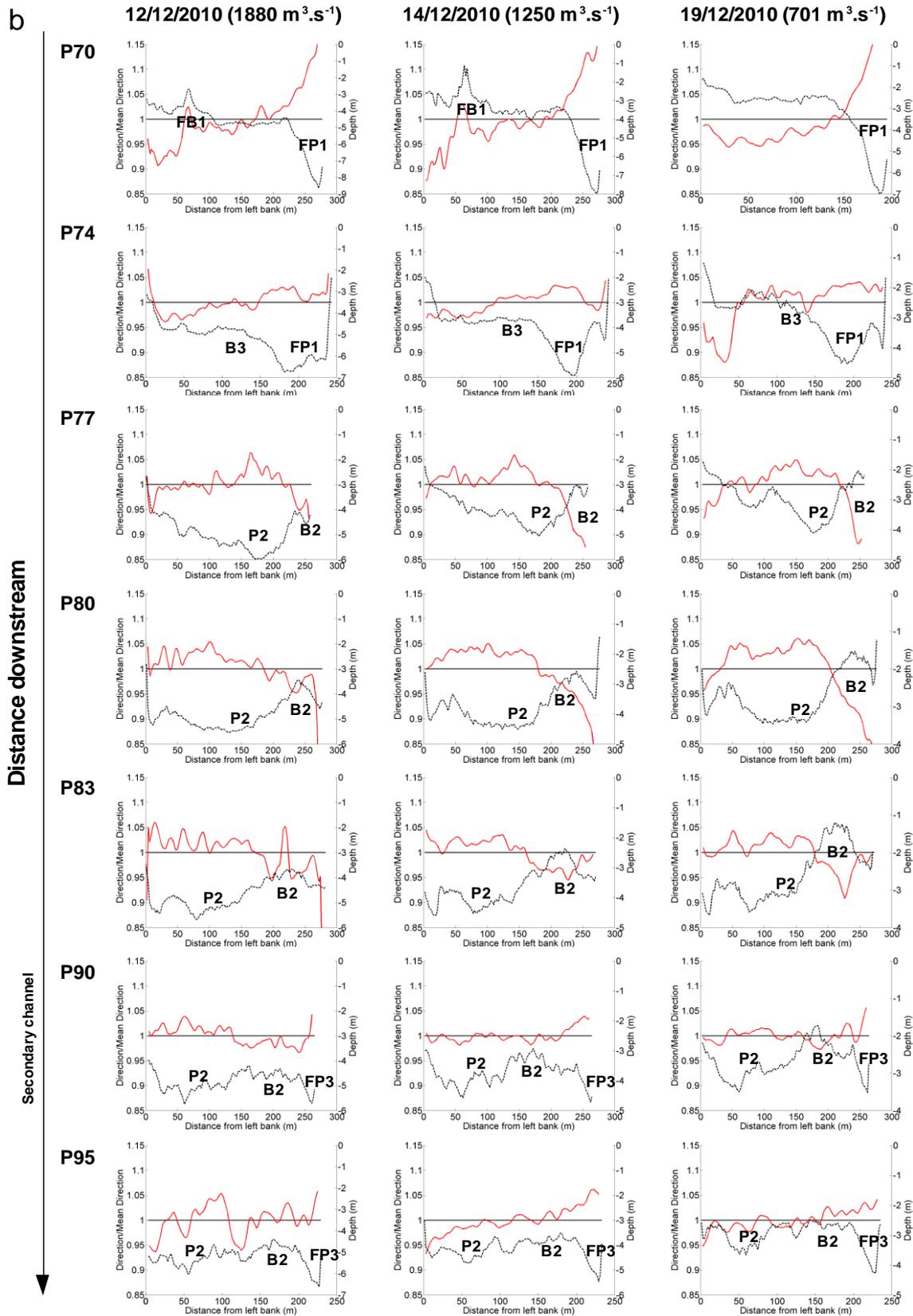


Fig. VII. 6. b. Distribution transversale des directions moyennes des écoulements durant les crues de décembre 2010.

Lorsque les directions (en rouge) sont supérieures à 1, les écoulements sont dirigés vers la rive gauche et *vice versa*. Les pointillés noirs correspondent au lit de la rivière.

VII.4.4.2. Directions moyennes des écoulements en fonction des débits

L'objectif de cette partie est d'établir comment la direction moyenne des écoulements sur la section s'oriente par rapport à la disposition de la rive gauche. La rive gauche a été définie comme référence du fait qu'elle suit un tracé quasi linéaire (contrairement à la rive droite). D'après la Fig. VII. 7, les écoulements s'orientent quasi parallèlement à la rive gauche en juin alors qu'ils sont dirigés vers cette même rive en décembre. La direction des courants semble globalement peu influencée par les variations de débits. Malgré tout, certaines singularités discernables en fonction des profils et des crues sont décrites dans les paragraphes suivants.

Au cours de la crue de juin (Fig. VII. 7), sur P80, l'axe suivi par les écoulements passe progressivement de la rive gauche vers la rive droite au fur et à mesure que les débits s'élèvent. Ainsi, la déflexion des écoulements vers la rive gauche par la barre B2 diminue quand les débits croissent (et *vice versa*). Dans la zone de rétrécissement, les courants serpentent en s'écoulant généralement vers la rive gauche sur P90 puis vers la rive droite sur P95.

En décembre (Fig. VII. 7), sur P83 et P90 on assiste à une accentuation des écoulements vers la rive gauche lorsque les débits dépassent $1800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, c'est-à-dire quand le chenal secondaire se connecte fortement. Sur le dernier profil (P95) et contrairement au reste du tronçon, les flux se dirigent préférentiellement vers la rive droite du fait que les courants convergent sur la barre B2 située dans le 1/3 droit de la section (flux orientés vers la rive droite majoritaires).

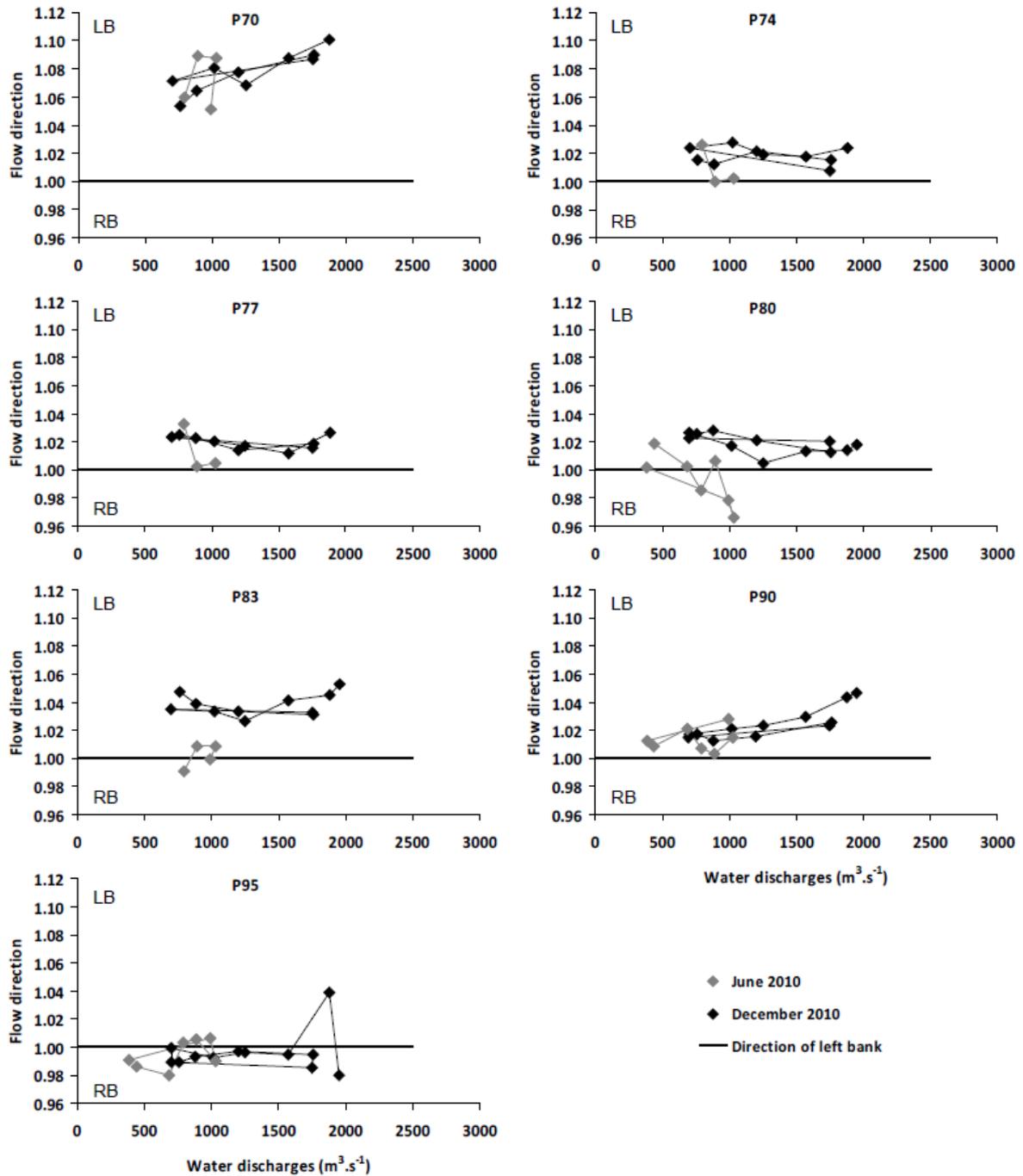


Fig. VII. 7. Direction moyenne des écoulements sur la section en fonction des débits liquides. Les directions sont données en valeurs relatives par rapport à la direction suivie par la rive gauche. Lorsqu'un point est au dessus du trait noir les écoulements s'écoulent préférentiellement vers la rive gauche, et *vice versa*. LB : rive gauche, RB : rive droite.

Tab. VII. 3. Analyse de corrélation entre débit liquide et Ratio D.

Profile	Equation	R ²	P	N
P80 (right bar)	Ratio D = -0.032 ln(Q) + 0.30	0.31	< 0.005	29
P80 (left bar)	Ratio D = -0.0035 ln(Q) + 0.39	0.01	< 0.75	29
P90	Ratio D = -0.0032 ln(Q) + 0.25	0.49	< 0.0001	29
P95	Ratio D = -0.036 ln(Q) + 0.27	0.63	< 0.0001	29

Avec R le coefficient de corrélation, P la p-value et N le nombre d'échantillon.

VII.5. Discussion

La structure des écoulements résulte de combinaisons complexes entre différents forçages induits, entre autres, par les variations de largeur de chenal, les unités stables du lit, les barres et le degré de connexion du chenal secondaire. Ces effets de forçages et leurs combinaisons sont à leur tour, en partie, contrôlés par les débits. Nous allons ainsi détailler dans les parties suivantes les processus qui gouvernent la structure des écoulements indépendamment du débit (déjà en partie présentés dans le chapitre VI) et ceux qui agissent en fonction des débits.

VII.5.1. Structure générale des écoulements

Une structure générale d'écoulement peut être mise en évidence quelle que soit la valeur du débit rencontrée lors des différentes campagnes de mesures (Fig. VII. 9. Stage 1). Ce schéma sur laquelle s'ajoutent d'autres processus (décrit dans les parties suivantes) est directement dépendante de la forme du tracé en plan, des unités morphologiques stables du lit et des barres (chapitre VI).

Ainsi, la mouille forcée amont et les barres contrôlent significativement la direction des écoulements et le tracé correspondant aux plus fortes vitesses (chapitre VI). Celles-ci

longent toujours le flanc gauche de la barre (Fig. VII. 4) et les écoulements sont préférentiellement dirigés vers la rive gauche (Fig. VII. 7).

De plus, les variations de largeur du lit et plus précisément, les élargissements et rétrécissements de section influencent significativement les écoulements en induisant respectivement, la divergence et la convergence des filets de courants (Fig. VII. 6 ; chapitre VI ; Repetto *et al.*, 2002). Toutefois, les barres modulent la localisation des points de contact ou de séparation des filets de courant à travers des processus bien distincts dans les zones d'élargissement et les zones de rétrécissement.

Dans les zones d'élargissement, l'emplacement du point de séparation des courants (induit par l'élargissement de section) n'est pas fonction de la variation des débits mais de l'emplacement des macroformes au sein du chenal et de leur influence sur les écoulements (Fig. VII. 8). Le point de divergence des filets de courant se positionne toujours sur le flanc d'une barre (B2 sur nos exemples) si celle-ci dévie les écoulements (et les fortes vitesses). La localisation du point de divergence au sein de la section est alors contrôlée par la largeur de cette barre. Ce mécanisme s'explique par l'effet de déflexion de la macroforme qui accentue la déviation des flux vers une rive et qui n'autorise la divergence des courants vers l'autre rive que sur son corps. En revanche, la localisation du point de divergence engendré par l'élargissement de section ne sera pas affectée par une barre si cette dernière n'est pas en mesure de contrebalancer la direction générale des écoulements (c'est-à-dire qu'elle ne dévie pas les flux). Les barres influencent aussi l'emplacement du point de divergence et de convergence des écoulements dans les zones de rétrécissement. Toutefois, ce contrôle est dépendant des débits et sera donc détaillé dans la partie suivante.

Le développement et l'entretien d'un courant secondaire principal sont également assurés à tous les débits par la présence d'une mouille forcée amont (Booker *et al.*, 2001 ; Thompson et Wohl, 2009) et la courbure des rives (Engelund, 1974 ; Hey et Thorne, 1975 ; Bathurst *et al.*, 1979). Le maintien d'un tel courant secondaire favorise la formation de contre-courants en « périphérie » en réponse 1) à la configuration et à la morphologie des barres et 2) à la rugosité des berges (chapitre VI). De plus, comme c'est le cas dans la zone de rétrécissement aval (SC2 dans Fig. VII. 5), le courant secondaire principal peut voir son extension latérale restreinte par la couche de cisaillement générée par la divergence ou la convergence des écoulements sur les barres.

VII.5.2. Structure des écoulements sans submersion de la bifurcation

L'analyse effectuée dans cette étude permet d'appréhender certains processus qui modulent la structure des écoulements en fonction des variations de débits.

La divergence des écoulements n'est pas seulement imputable à l'élargissement du chenal. Les barres peuvent également entraîner une séparation des filets de courant (voir P90 sur Fig. VII. 6). Cette séparation des filets de courants par les macroformes est possible grâce au gradient topographique associé aux barres. Ce dernier engendre une non uniformité transversale des vitesses de courant (héritée de l'amont, voir P90 Fig. VII. 4). L'augmentation des débits, s'accompagne d'une diminution de la hauteur relative de la barre, de l'homogénéisation de la structure des courants et, par conséquent, d'une réduction de l'effet de divergence des barres (Fig. VII. 9. Stage 2 et 3).

Dans les zones de rétrécissement de section, la diminution de l'*aspect ratio* implique une réduction de la hauteur des barres relativement à la hauteur d'eau et donc de leur rugosité, si bien que les macroformes ne divisent les écoulements qu'à bas débits (Fig. VII. 6 ; Fig. VII. 9. Stage 2). Pour les forts débits, un gradient de momentum et de topographie entre la mouille et la barre génère une couche de cisaillement sur le flanc de la macroforme qui constitue le point d'ancrage du point de convergence des flux (Fig. VII. 6 ; Fig. VII. 9. Stage 3 ; chapitre VI).

Au-delà d'un certain débit, l'*aspect ratio* et la hauteur relative des barres peuvent devenir trop faibles pour que l'influence des barres sur la direction des écoulements soit toujours perceptible.

Dans un élargissement occupé par des barres latérales, la structure des courants secondaires se complexifie avec l'augmentation des débits. A bas débits, le courant secondaire principal (ici SC1) est confiné dans le thalweg et entretenu par la pression exercée par les deux barres. Ainsi dans ces conditions hydrologiques, les macroformes pérennisent le courant secondaire principal en contraignant les écoulements (P80 sur Fig. VII. 5 ; Fig. VII. 9. Stage 2). Avec l'augmentation des débits, les forces de pression qui maintenaient la cohérence de ce courant se trouvent réduites. Le courant secondaire principal s'étend alors transversalement au dessus des barres latérales. Dans le même temps, la rugosité des dunes et les turbulences associées (Parsons *et al.*, 2007 ; Szupiany *et al.*, 2009) augmentent lors du

passage de l'onde de crue (chapitre V ; Julien et Klaassen., 1995 ; Julien *et al.*, 2002) et provoquent la déstructuration du courant secondaire principal (P80 sur Fig. VII. 5 ; Fig. VII. 9. Stage 3).

Dans le rétrécissement, lors des faibles débits, si les gradients topographiques et de pression sur les flancs des barres sont suffisamment forts, des contres-courants peuvent également se développer sur le sommet des macroformes (chapitre VI).

L'augmentation des débits, sans submersion du seuil d'entrée du chenal secondaire se traduit par une réduction de l'influence des barres sur la direction des écoulements et la structuration des courants secondaires (Fig. VII. 9. Stage 2 et 3).

VII.5.3. Structure des écoulements pendant la submersion de la bifurcation

La connexion du chenal secondaire une fois son seuil d'entrée totalement submergé paraît affecter significativement la structure des écoulements.

La submersion du seuil d'entrée du chenal secondaire (ici pour les débits supérieurs à $1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), semble accélérer les vitesses au sein du chenal principal près de la berge de l'île (gauche), c'est-à-dire au droit de l'île séparant le chenal secondaire du principal (P90 et P95 sur Fig. VII. 4). Ce processus observé précédemment dans d'autres contextes (Jugaru Tiron *et al.*, 2008 ; Hardy *et al.*, 2011 ; Thomas *et al.*, 2011) se traduit par une extension des fortes vitesses dans la partie du chenal principal localisée à proximité du chenal secondaire (Fig. VII. 9. Stage 4). Néanmoins, en juin, la configuration transversale de la barre (B2) dévie les fortes vitesses contre l'île et ce même pour des débits faibles. Cela laisse supposer que l'influence des barres sur les écoulements module l'influence des bifurcations sur la dynamique hydraulique.

L'immersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire (ici lorsque $Q > 1800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) s'accompagne d'une orientation des écoulements vers l'annexe hydraulique plus marquée qu'avec des débits plus faibles (Fig. VII. 7 ; Fig. VII. 9. Stage 4). Pour ces forts débits, les filets de courants sont donc davantage captés par l'annexe hydraulique. Toutefois, aucune séparation des écoulements n'est perceptible au pied du seuil d'entrée. Le seul point de

divergence décelable est localisé au niveau des barres présentes dans le chenal principal et coïncide avec la ligne de séparation générée par l'interaction entre la barre et l'élargissement de la section (Cf. VII. 5 .1).

L'absence de séparation des écoulements associée à la bifurcation au pied du seuil est engendrée par la hauteur importante de la marche d'entrée du chenal secondaire qui entrave l'influence hydraulique amont de la diffluence (Miori *et al.*, 2012). L'orientation des écoulements vers le chenal secondaire paraît donc conditionnée par la submersion totale du seuil d'entrée et par les interactions entre les barres et l'élargissement de section. Les variations de largeur, déjà reportées par Repetto *et al.* (2002) comme source de formation des diffluences, affectent et contrôlent en partie, la séparation des écoulements dans les bifurcations. Les variations de largeur conditionnent donc l'hydrodynamique des bifurcations au même titre que les méandres (Richardson *et al.*, 1996 ; Kleinhans *et al.*, 2008 ; Hardy *et al.*, 2011) et les formes du lit (Bertoldi et Tubino, 2007 ; Parsons *et al.*, 2007 ; Bertoldi *et al.*, 2009 ; Miori *et al.*, 2012).

L'influence de la bifurcation sur les courants secondaires est repérable à travers deux points. Premièrement, pour des débits relativement forts, il se développe, au droit du seuil d'entrée de l'annexe hydraulique, un courant secondaire composé de vecteurs vitesses en surface orientés vers la berge extérieure (droite) et de vecteurs vitesses sur le fond vers le seuil (P83 et P90 sur Fig. VII. 5 ; Fig. VII. 9. Stage 4). Ce courant s'apparente au « *Bulle effect* » mis en avant par Bulle (1926) et De Heer et Mosselman (2004) dans des *diversions* (dérivations). Ce courant hélicoïdal se forme grâce à la courbure des écoulements dirigés vers le chenal secondaire. Cette courbure est renforcée par la convexité de la ligne de séparation des écoulements induite par la barre et l'élargissement de section. Ce mécanisme souligne de nouveau l'influence prépondérante des barres et des variations de largeur sur l'hydrodynamique des bifurcations.

Deuxièmement, la surélévation de la surface d'eau juste en amont de la tête de l'île induit un gradient de pression positif qui dirige plus efficacement les écoulements lents près du fond vers les chenaux aval que les courants rapides de surface. Il en découle la formation juste en aval de la bifurcation (P95 sur Fig. VII. 5 ; Fig9 Stage 4) d'un courant secondaire dirigé vers l'île en surface et vers la berge externe sur le fond (Neary et Sotiropoulos, 1996 ; Neary *et al.*, 1999 ; Thomas *et al.*, 2011 ; Miori *et al.*, 2012). Toutefois, ce courant secondaire ne se développe qu'après submersion du seuil d'entrée du chenal secondaire ($Q > 1700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

¹). L'influence de la *diversion* n'apparaît donc clairement que lorsque le seuil d'entrée du chenal secondaire est entièrement submergé.

La cohérence de l'organisation des courants secondaires témoigne également que l'*aspect ratio* et la rugosité associée aux dunes ne sont pas suffisamment forts pour effacer l'influence de la bifurcation sur la structure des écoulements comme cela a déjà été observé sur des grandes rivières sableuses à fort *aspect ratio* (McLelland *et al.*, 1999 ; Parsons *et al.*, 2007).

VII.5.4. Une bifurcation trop asymétrique pour affecter la structure des écoulements ?

L'essentiel des mécanismes attribués à l'influence hydraulique de la bifurcation semble pouvoir être seulement engendrés par les interactions entre les écoulements, les barres et les variations de largeur de section. En effet, des fortes vitesses près de l'île et la séparation des écoulements (sur les barres) sont deux phénomènes déjà observés lorsque le chenal secondaire n'est pas connecté. Néanmoins, la submersion du seuil d'entrée du chenal secondaire s'accompagne clairement d'une augmentation des vitesses primaires près de l'île, d'une déviation des écoulements, du « Bulle effect » et d'un courant secondaire près de la berge intérieure dans le chenal aval. Tous ces processus ont déjà été préalablement attribués aux bifurcations dans des études sur modèles physiques et numériques. Bien qu'elle soit fortement asymétrique, la bifurcation affecte la structure des écoulements une fois que le seuil d'entrée du chenal secondaire est totalement immergé. Toutefois, son influence reste limitée vis-à-vis des forçages générés par la barre et par les variations de largeur sur l'hydrodynamique du système. En dessous du débit de submersion totale de la marche d'entrée, c'est-à-dire pour une submersion partielle de cette marche, l'influence de la bifurcation n'est pas observable.

Pour les débits observés, la structure des écoulements dans une bifurcation asymétrique est d'abord conditionnée par des forçages externes (sinuosité, morphologie et migration des formes du lit, variations de largeur de chenal) avant d'être modifiée par la bifurcation elle-même.

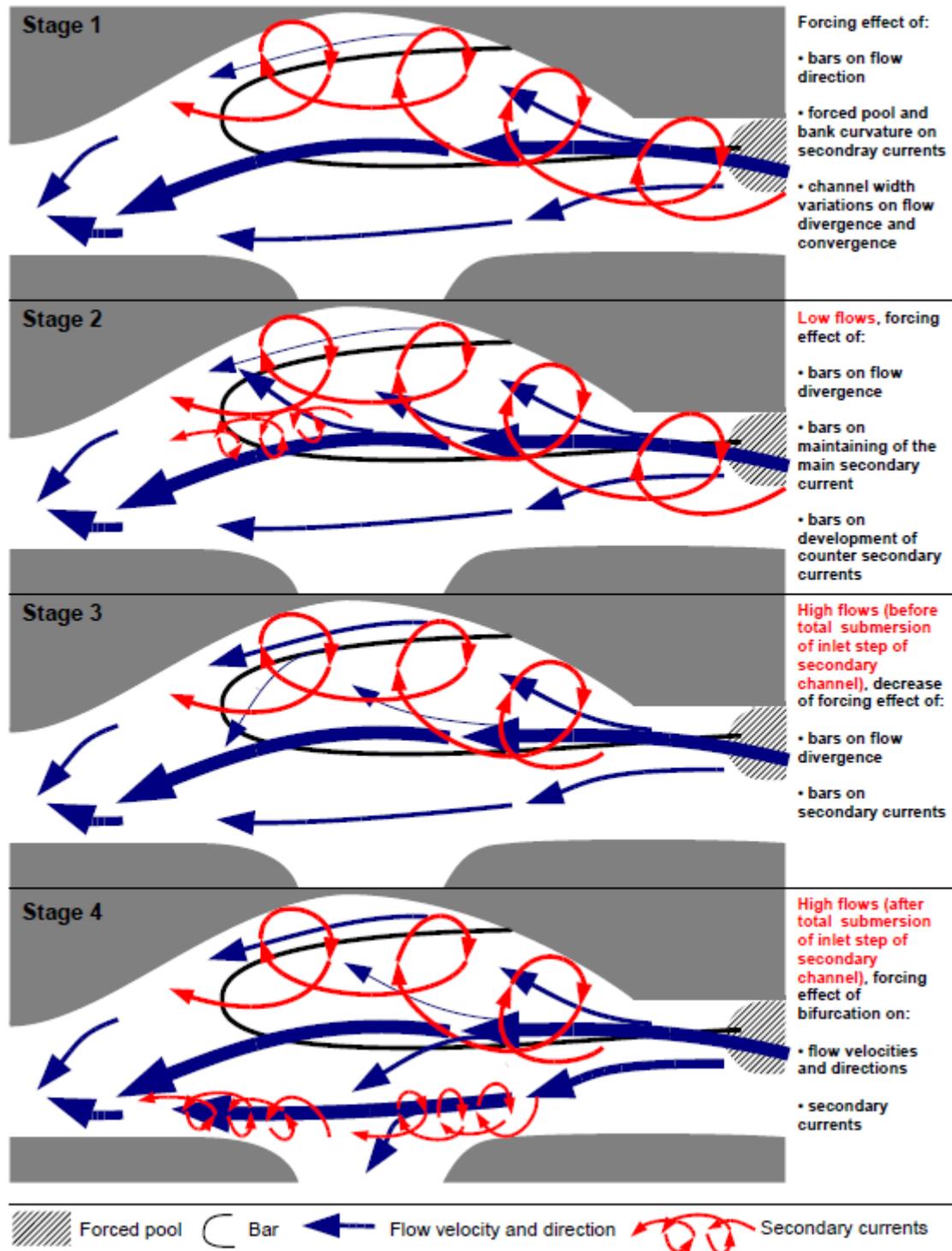


Fig. VII. 9. Evolution de la structure des écoulements en fonction des forçages par les variations de largeur du lit, des barres, de la bifurcation asymétrique et des variations de débits.

VII.6. Conclusion

Le présent travail de terrain détaille au sein d'un élargissement/rétrécissement de chenal, l'influence combinée des variations de largeur du chenal, des barres, des variations de débit et du degré de connexion d'une bifurcation asymétrique sur la structure tridimensionnelle des écoulements.

La configuration morphologique des barres affecte fortement la direction empruntée par les vecteurs vitesses primaires. Les élargissements et rétrécissements de section entraînent, respectivement, une divergence et une convergence des écoulements. Ces influences demeurant indépendantes des variations de débits. Les barres engendrent une localisation systématique des points de divergences et de convergences des courants sur leur flanc. Dans un élargissement, l'influence des barres sur la direction des courants demeure peu affectée par les variations de débit et n'est globalement soumise qu'aux forçages hydrauliques exercés par le tracé en plan et de la morphologie du lit en amont. Dans une zone de rétrécissement, l'influence des barres sur les filets de courant diminue avec l'augmentation des débits et la réduction de l'*aspect ratio*. De même, l'influence des barres sur la structure des courants secondaires est significative à bas débits du fait qu'elles participent à leur formation ou à leur renforcement. L'action des macroformes sur les courants secondaires se réduit avec l'accroissement des débits.

L'influence hydraulique de la bifurcation asymétrique n'est perceptible que lorsque le seuil d'entrée du chenal secondaire est totalement submergé, c'est-à-dire pour les hauts débits considérés dans cette étude. La bifurcation engendre 1) une accélération des vitesses au droit de la berge interne (coté île), 2) une réorientation des filets de courants vers l'annexe hydraulique, 3) un courant secondaire devant l'entrée du chenal secondaire avec les vecteurs vitesses en surface orientés vers la berge extérieure et les vecteurs vitesses près du fond vers l'annexe hydraulique, 4) un courant dans le sens inverse près de la rive intérieure à l'aval de la bifurcation et 5) une séparation des écoulements dans la bifurcation qui coïncide avec celle induite par les barres et l'élargissement de section. Les processus associés à la bifurcation asymétrique s'ajustent donc aux effets des barres et des variations de largeur de chenal qui gouvernent de manière prépondérante l'hydrodynamique du système.

Des mesures à plus hauts débits (c'est-à-dire supérieurs à $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sont souhaitables afin de vérifier comment se structurent les écoulements dans le chenal secondaire

ainsi que dans le chenal principal lorsque les barres sont très fortement immergées, la bifurcation davantage connectée et les îles submergées.

Comme nous l'avons montré, dans la zone d'élargissement/rétrécissement étudiée, la structure des écoulements est fortement conditionnée par les variations de largeur et, selon les débits, par la configuration des barres et la connexion du chenal secondaire. Les variations de largeur engendrent la convergence et la divergence des écoulements à tous les débits. Dans l'élargissement de la section, l'action des barres sur les filets de courant est peu affectée par les variations de débits. Au contraire, dans le rétrécissement de section, les macroformes affectent davantage les écoulements lorsque les débits sont faibles. Par ailleurs, l'influence de la bifurcation sur l'hydrodynamique n'est perceptible qu'après submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire.

Les travaux présentés dans les chapitres III à VII ont eu pour vocation d'apporter des réponses aux questionnements scientifiques relatifs aux processus hydro-sédimentaires et morphologiques, rencontrés dans la zone d'élargissement/rétrécissement et la bifurcation étudiée. Une synthèse de ces différents mécanismes est proposée dans le chapitre VIII. Nous présentons également dans ce qui suit, des pistes d'investigations plus appliquées, qui pourront contribuer à améliorer la compréhension du fonctionnement et la gestion de ce fleuve.

**Chapitre VIII. Morphodynamique des barres
sédimentaires, transport solide et
hydrodynamique au sein d'un
élargissement/rétrécissement de chenal et
d'une bifurcation asymétrique : synthèse**



Chapitre VIII. Morphodynamique des barres sédimentaires, transport solide et hydrodynamique au sein d'un élargissement/rétrécissement de chenal et d'une bifurcation asymétrique : synthèse

VIII.1. Introduction

Les travaux présentés dans les chapitres précédents ont montré l'influence significative de la morphodynamique des barres et de l'hydrologie sur l'évolution de la zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) étudiée. Par ailleurs, certains résultats ouvrent également des pistes d'investigation à caractère appliqué qui peuvent contribuer à améliorer, à plus ou moins long terme, la gestion et l'entretien de la Loire. L'objectif du présent chapitre est d'établir, à partir d'un certain nombre d'hypothèses, les relations entre les différents éléments étudiés afin de reconstituer les mécanismes qui permettent d'expliquer le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique d'une ZER dans une rivière sablo-graveleuse relativement large à l'instar de la Loire moyenne.

Dans un premier temps, nous examinerons les liens entre la configuration des barres, la dynamique des dunes et la structure des écoulements dans le secteur d'étude. Nous nous intéresserons ensuite à l'influence de l'hydrologie sur la dynamique sédimentaire et morphologique du lit. Enfin, des aspects plus appliqués, destinés à répondre aux problématiques de gestion et d'entretien du cours d'eau seront finalement évoqués.

VIII.2. Apparition, migration et disparition d'une barre dans une zone d'élargissement/rétrécissement

Dans cette partie, nous tenterons d'établir les mécanismes hydro-sédimentaires qui concourent au sein d'une ZER, à l'apparition d'une barre migrante, à sa migration, à sa transformation en une barre non-migrante et à sa disparition.

VIII.2.1. Apparition d'une barre migrante

Dans le secteur étudié, la mouille forcée (FP), positionnée en amont près de la rive droite, capte l'essentiel des écoulements et des sédiments transportés sous forme de dunes qui proviennent de l'amont. Cette mouille constitue un axe de transit privilégié pour les flux liquides et les mésoformes qui entrent dans la ZER. Les faibles vitesses de courant et l'absence de dunes observées dans la partie gauche du chenal sur la plupart des mesures, suggèrent que les écoulements et l'apport sédimentaire associé aux dunes sont généralement asymétriques dans ce secteur (chapitre V et VI ; Fig. VIII. 1.1). Cette asymétrie est d'autant plus prononcée que les débits sont faibles. L'arrivage d'un apport massif de sédiments dans la partie gauche du chenal (probablement lié à l'arrivée d'une barre ou d'un train de dunes en amont) assure une alimentation temporaire mais significative de cette zone en matériaux (Fig. VIII. 1.2). Le transit des sédiments près de la rive gauche, est facilité par l'augmentation des débits en crue.

Ces sédiments s'agradient par la suite pour donner naissance à une grande dune isolée (*Isolated dune*, chapitre V) ou à une barre migrante (MB) accolées à la rive gauche (Fig. VIII. 1.3). Une dune isolée se forme lorsque l'apport sédimentaire en rive gauche est relativement limité, c'est-à-dire insuffisant pour assurer la formation d'une macroforme. Ce processus expliquerait l'existence de la dune isolée près de la rive gauche lors de la crue de juin (chapitre III et V). *A contrario*, lorsque l'apport sédimentaire est relativement important, une barre migrante se développe dans cette partie du chenal (Fig. VIII. 1.3). La formation des barres par accrétion de dunes est un processus déjà observé dans d'autres grandes rivières à fond sableux (Ashworth *et al.*, 2000 ; Villard et Church, 2005). Un courant secondaire (SC1) caractérisé par des vecteurs vitesses près du fond dirigés vers la rive gauche et les vecteurs de surface vers la rive droite, se forme également dans la mouille forcée amont (chapitre VII ;

Fig. VIII. 1.3). Ce courant secondaire contribue probablement à la formation et au maintien la barre MB près de la rive gauche (chapitre VI). En retour, le développement de la barre migrante entretient le courant secondaire SC1 (chapitre VI et VII ; Fig. VIII. 1.3). La croissance de la macroforme est, par la suite, limitée par l'importance de l'apport sédimentaire qui arrive en rive gauche, ainsi que par les forçages associés à l'hydrodynamique et la géométrie hydraulique.

Malgré la quantité de données acquises lors des campagnes de terrain, peu d'informations concernent la zone en amont de la ZER. Les processus associés à l'apport important de sédiment dans la partie gauche du chenal sont encore à préciser. En effet, on peut se questionner sur les raisons de ces arrivages qui déterminent la fréquence à laquelle se forment les barres. Une étude du fonctionnement hydro-sédimentaire en amont et au niveau de la mouille forcée FP, fournirait davantage de précision sur ces mécanismes.

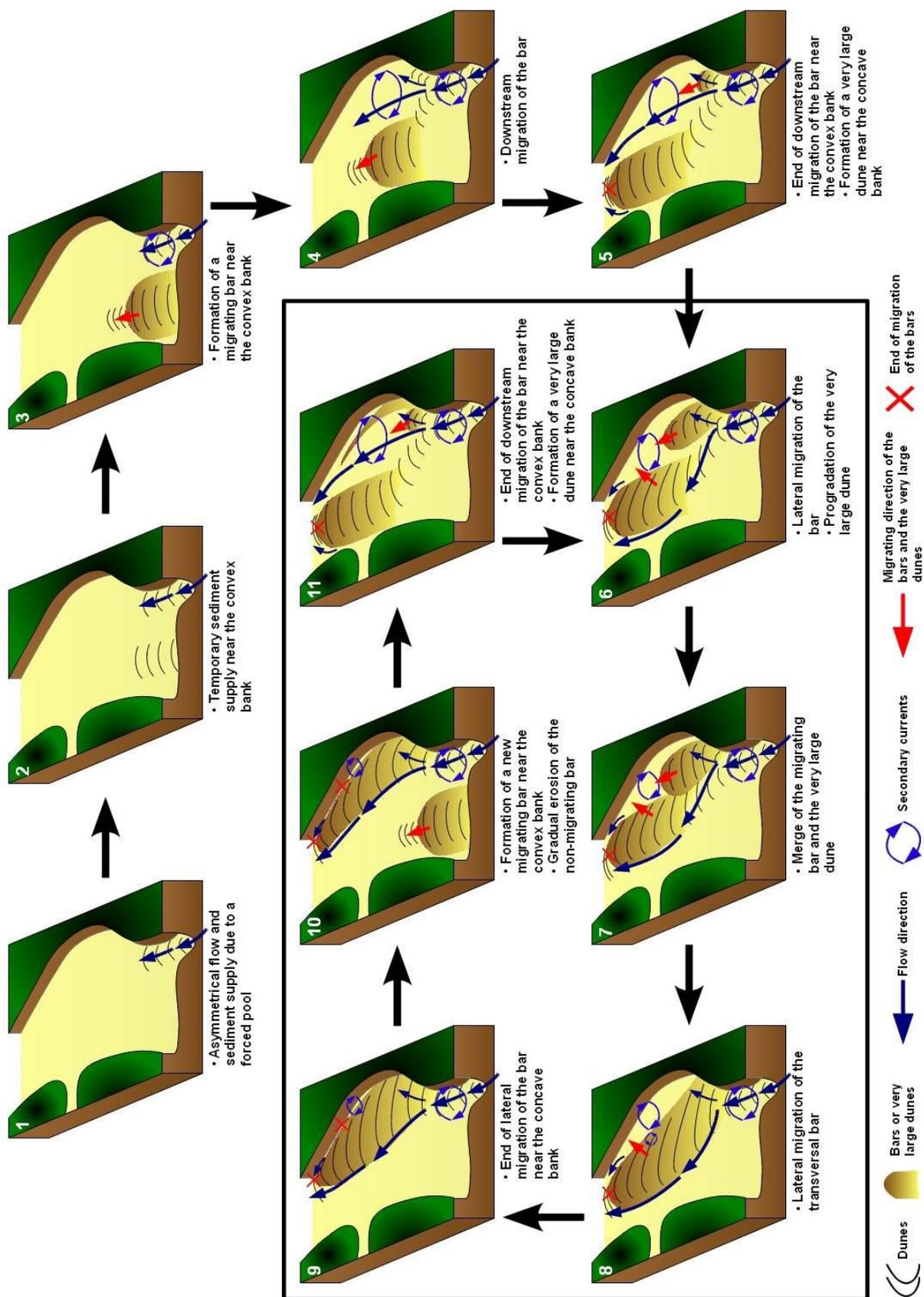
VIII.2.2. Morphodynamique d'une barre migrante

Les dunes qui entrent dans la partie gauche du chenal et qui surmontent la barre, migrent en suivant l'azimut principal des écoulements, c'est-à-dire sont orientées parallèlement à la rive gauche (chapitre V). Ces mésoformes participent à la migration de la barre MB le long de la rive gauche (chapitre VI ; Fig. VIII. 1.4). Le rôle des dunes sur la migration des barres a déjà été mis en évidence dans un chenal secondaire de la Loire aval (Rodrigues *et al.*, 2012) et sur d'autres grande rivières à sable telle que la Jamuna (Coleman, 1969 ; Ashworth *et al.*, 2000 ; Best *et al.*, 2003).

La migration de la barre MB le long de la rive gauche cesse au niveau de la zone de rétrécissement aval (Fig. VIII. 1.5). De fait, le resserrement de section engendre une diminution de l'*aspect ratio* et des contraintes de cisaillement associées aux barres, et accroît les contraintes de cisaillement associées aux dunes (chapitre VI). **Le rétrécissement de section entrave la migration de la barre, et n'autorise le transit des sédiments que sous forme de dunes.** Dans cette partie du chenal, le point de convergence des écoulements induit par le resserrement de section est toujours localisé au droit de la barre (chapitre VI et VII).

Dans cette configuration, la barre MB est entièrement incluse dans la zone d'élargissement/rétrécissement. Comme évoqué précédemment, durant la majeure partie du

temps, l'apport sédimentaire associé aux dunes provient quasi exclusivement de la mouille forcée amont (FP) en rive droite (chapitre V). A la sortie de cette mouille forcée FP, la divergence des écoulements, engendrée par l'élargissement de section, dévie les dunes (Fig. VIII. 1.4 et 1.5). Ainsi une partie des mésoformes qui entrent dans le système, est dirigée vers la zone d'abri en rive droite. Les faibles contraintes hydrauliques rencontrées dans cette partie du chenal favorisent l'accrétion des dunes. Il se forme une grande dune qui amorce une progradation vers l'aval, au fur et à mesure que les formes du lit provenant de l'amont viennent l'engraisser (chapitre III). L'autre partie des dunes est orientée vers la barre en rive gauche, sur laquelle elles migrent et s'aggradent, probablement à cause de l'augmentation de la résistance à l'écoulement associée à la barre (Edmonds et Slingerland, 2007 ; chapitre VI ; Fig. VIII. 1.5).



1
2
3
4
5

Fig. VIII. 1. Etapes 1 à 3 : apparition des barres dans une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) asymétrique. Etapes 4 à 11 : évolution morphologique des barres dans une ZER. Les étapes 6 à 11, présentées dans le cadre noir, décrivent les mécanismes responsables du passage d'une configuration en barres alternées à une configuration en barre transversale, et inversement.

L'accrétion verticale de la grande dune et de la barre MB accroît leur pouvoir de déflexion sur les écoulements (chapitre VI), et permet à ces formes du lit de dévier et de concentrer les flux liquides vers la rive gauche. Il en découle une augmentation des contraintes de cisaillement totales entre la berge et la barre MB, qui favorise l'érosion du flanc gauche de la barre. La non-uniformité des écoulements au sein du chenal (due à leur déflexion par la grande dune et MB) affecte la migration des dunes (Dalrymple et Rhodes, 1995). Les mésoformes qui surmontent la barre MB sont ainsi redirigées vers son flanc droit et participent à son aggradation. De ce fait, la barre en rive gauche entame une migration transversale vers la rive droite (chapitre III et VI ; Fig. VIII. 1.6). **Sa migration vers l'aval étant entravée du fait du contexte hydraulique engendré par le rétrécissement de section, la barre amorce une migration latérale qui est conditionnée par la non-uniformité des écoulements au sein de la ZER.** De plus, dans cette configuration morphologique, les courants secondaires (SC2) induits par la courbure de la rive et présents dans la partie droite du chenal devraient contribuer à diriger des sédiments vers MB. Toutefois, la migration latérale de MB vers la rive droite indique que l'influence de ces courants secondaires sur la dynamique de la macroforme est relativement modeste par rapport à celle des écoulements principaux.

Par la suite, la progradation, amont-aval, de la grande dune formée dans la zone d'abri de l'élargissement, et la migration transversale de la barre MB, entraînent la fusion de ces deux corps sédimentaires au centre du chenal (Fig. VIII. 1.7), **formant ainsi une barre transversale** (chapitre III ; Fig. VIII. 1.8).

La configuration en barre transversale accentue la non-uniformité des écoulements (initiée par l'élargissement asymétrique du chenal), ce qui, par conséquent, accélère sa migration latérale. L'aggradation de la bordure droite de la barre est plus marquée en configuration transversale. De fait, l'essentiel des dunes qui entrent dans le secteur sont issues de la mouille forcée amont (FP) en rive droite. Ces mésoformes migrent directement sur la barre en direction du flanc droit, où elles apportent une quantité significative de sédiments (chapitre V). La majorité des dunes présentes dans la ZER contribuent à un moment ou un autre à la migration de la barre transversale (Fig. VIII. 1.8). Dans la zone de rétrécissement aval, la contrainte exercée par les barres sur les écoulements s'accroît lorsque les débits s'affaiblissent. Lors des périodes de bas débits, des contre-courants secondaires locaux se forment également sur le sommet de la macroforme (Fig. VIII.

1.8). Le cisaillement engendré entre ces courants secondaires et celui contraint dans la partie droite du chenal (SC2), accentue le dépôt des sédiments sur le sommet ou sur le flanc droit de la barre (Richards, 1982), et participe également à sa migration (chapitre VI).

En configuration transversale, la barre fait obstacle à l'ensemble des flux liquides et solides. La majorité des processus hydro-sédimentaires opérant au sein du chenal contribuent à une migration particulièrement rapide de la barre. Même dans des conditions de faibles débits, **cette configuration en barre transversale n'est que transitoire et peut être ée qualifiée de très dynamique.**

La migration latérale de la barre transversale se poursuit jusqu'à ce qu'elle atteigne les anciens enrochements situés au pied de la rive droite (chapitre III et VI ; Fig. VIII. 1.9). A ce stade, **cette barre devient non-migrante.** Par la suite, de nouveaux apports sédimentaires près de la rive gauche dans la partie amont de la ZER, entraînent la formation d'une nouvelle barre migrante (MB2 ; Fig. VIII. 1.10).

VIII.2.3. Morphodynamique et disparition d'une barre non-migrante

Une fois positionnée près de la rive droite, la barre cesse toute migration au sein de la ZER (Fig. VIII. 1.9 et 1.10). En effet, la migration aval de la barre est toujours entravée par le rétrécissement de section. La migration latérale vers la rive droite de la barre est stoppée par les courants secondaires (SC2) engendrés par la courbure de la berge et par les anciens enrochements alignés parallèlement à la berge (chapitre III, VI et VII). De plus, la divergence des écoulements héritée de l'élargissement de section et la déviation des fortes vitesses par la barre amont (MB2) se traduisent par la présence de vitesses de courant élevées sur le flanc gauche de la barre non-migrante ainsi que par de faibles vitesses d'écoulement de l'autre coté de la macroforme (chapitre VI). Du fait qu'elle engendre sur son sommet une séparation des filets de courant (au même titre que l'élargissement de section), la barre non-migrante accentue l'asymétrie des vitesses entre ses deux flancs. L'effet de divergence de la barre non-migrante est quasi indépendant des débits dans la zone d'élargissement de section. En revanche, dans la zone de rétrécissement, l'effet de la barre sur les écoulements diminue lorsque les débits augmentent (chapitre VII). Quels que soient les débits, les fortes contraintes de cisaillement rencontrées sur le flanc gauche de la barre contrecarrent sa migration latérale

vers la rive gauche. **Une fois établie en rive droite dans la ZER, la barre ne peut plus migrer latéralement et longitudinalement.** Ces observations *in situ* sont en accord avec les résultats expérimentaux et théoriques menées sur l'arrêt de la migration des barres suites aux forçages exercés par le tracé en plan du lit (Kinoshita et Miwa, 1974 ; Tubino et Seminara, 1990 ; Whiting et Dietrich, 1993 ; Repetto et Tubino, 1999 ; Repetto *et al.*, 2002 ; Wu *et al.*, 2011).

Dans cette configuration, en crue, avec un fort apport sédimentaire, l'essentiel des dunes issues de la mouille forcée amont (FP) sont dirigées vers la barre non-migrante. La non-uniformité des écoulements rencontrée sur la macroforme permet la migration des dunes vers la partie sommitale de la barre et leur accrétion. **Durant les crues, la barre non-migrante s'aggrave** (chapitre III et V). Pendant les périodes de plus faibles débits, l'évolution morphologique de la barre non-migrante est principalement conditionnée par la migration de la barre le long de la berge opposée (MB2). Cette dernière dévie les fortes vitesses et les fortes contraintes de cisaillement qui leur sont associées vers le flanc gauche de la macroforme non-migrante. **Plus la barre migrante en rive gauche (MB2) progresse dans la ZER, plus la déviation des écoulements vers l'autre rive est importante et plus la barre non-migrante est érodée latéralement** (Fig. VIII. 1.11). Ainsi, en configuration alterne, la barre amont « chasse » la barre plus en aval, cette dernière ne pouvant plus migrer, s'érode progressivement. Lorsque la barre migrante (MB2) arrive au niveau du rétrécissement de section aval, la barre non-migrante en rive droite est presque entièrement érodée (Fig. VIII. 1.11). Le « reliquat » de la barre non-migrante servira de support pour le développement d'une nouvelle grande dune en rive droite dans la zone d'élargissement (Fig. VIII. 1.11).

Une barre se développe dans la partie amont d'une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) suite à un apport sédimentaire significatif. La migration longitudinale et latérale de la barre est ensuite conditionnée par la structure des écoulements et la dynamique des dunes. L'organisation des flux liquides et solides au sein du chenal est contrôlée à l'échelle locale par la morphologie du lit (mouilles forcées, variations de largeur de chenal) et la configuration des barres. Dans la partie aval de la ZER, la barre devient non-migrante du fait des forçages engendrés 1) par le resserrement de section qui entravent la migration longitudinale de la barre et 2) par la

formation d'une nouvelle macroforme en amont qui contraint la barre (non-migrante) contre une rive. La migration de la nouvelle barre amont entraîne l'érosion progressive et la disparition de la barre non-migrante.

VIII.3. Réponse de la dynamique sédimentaire et morphologique du lit à l'hydrologie

L'essentiel des mécanismes décrits dans la partie précédente agissent pour toutes les conditions hydrologiques rencontrées au cours de cette étude. Néanmoins, l'hydrologie module un certain nombre de ces processus. Nous aborderons ces modifications dans les parties suivantes.

VIII.3.1. Contraintes hydrauliques, charriage et bilans sédimentaires en crue

Les travaux effectués durant les crues ont permis de mettre en évidence plusieurs relations entre l'évolution des caractéristiques hydrauliques, des taux de charriage et les bilans sédimentaires.

Durant les deux crues de décembre, **le transport solide associé à la charge de fond évolue selon une hystérèse horaire** (chapitre IV et V ; Fig. VIII. 2a), qui traduit des taux de transport plus importants durant la montée des eaux qu'en décrue. Deux mécanismes expliquent cette évolution des débits solides. Au cours de la première crue, les contraintes de cisaillement de grain (*grain shear stress*, τ') et les contraintes de cisaillement totales (*total shear stress*, τ), liées respectivement aux vitesses de courant et au produit de la hauteur d'eau et de la pente de la ligne d'eau, suivent une hystérèse horaire (chapitre V). De ce fait, l'énergie disponible au sein du chenal étant plus importante avant le pic de crue qu'après, les taux de charriage sont plus faibles durant la décrue (chapitre IV et V ; Fig. VIII. 2a). Lors de la seconde crue de décembre, les contraintes de cisaillement (τ' et τ) ne suivent pas d'hystérèse. Dans ces conditions, l'évolution du charriage est essentiellement affectée par celle de la rugosité hydraulique associée aux dunes (chapitre V ; Fig. VIII. 2a). Celle-ci

évolue selon une hystérèse antihoraire durant cette crue. Les turbulences engendrées par les dunes sont plus importantes durant la décrue, ce qui limite l'énergie disponible pour le transport des sédiments au sein de la charge de fond, et par extension, le transport de la charge de fond.

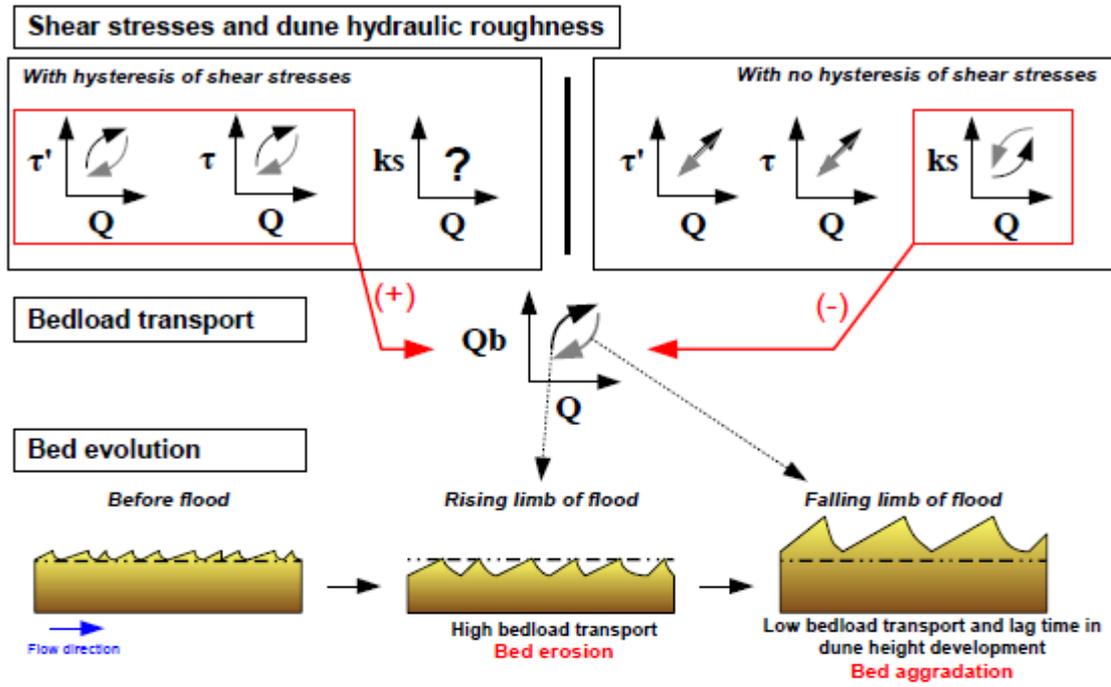
Même si les mécanismes à l'origine des hystérèses horaires du charriage diffèrent, l'accroissement des taux de charriage en montée des eaux **favorise l'érosion** du lit et le développement simultané des dunes sur le secteur d'étude (chapitre III ; Fig. VIII. 2a). En décrue, l'abaissement des débits solides s'observe en parallèle au **dépôt d'une partie des sédiments transportés**. De plus, le temps de latence (*lag time*) entre la diminution des débits et l'adaptation de la dimension des dunes se traduit par des petites dunes (*small dunes*) plus hautes et plus longues en décrue qu'en montée des eaux (chapitre V). Cette augmentation de la taille des dunes participe activement à **l'élévation du plancher alluvial** lors de la décrue (chapitre III ; Fig. VIII. 2a). Comme observé en rivières à sables (Ashworth *et al.*, 2000) ou à graviers (Wathen et Hoey, 1998), les principales zones où le lit se surélève, sont localisées sur les barres (chapitre III). De fait, les grandes mésoformes du secteur d'étude se développent dans les zones qui présentent une importante disponibilité en sédiments (chapitre V). Dans ce contexte, l'élévation du thalweg est peu significative voire nulle en décrue. Durant les épisodes de décembre, où les barres sont en configuration alterne, l'asymétrie du chenal est renforcée.

Les taux d'érosion rencontrés durant la première montée des eaux de décembre sont substantiels au regard des taux d'érosion ou de sédimentation observés au cours des autres phases des deux crues (chapitre III). Ces forts taux d'érosion sont à associer au fait qu'au début de la première crue, les dunes sont de petite taille. La rugosité hydraulique de ces formes du lit est faible ce qui favorise les taux de transport (chapitre III). De plus, des observations vidéo récentes, effectuées en mars 2012 à bas débits ($250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à la station de Langeais), montrent qu'en périodes de basses eaux, le sommet des barres peut subir le développement d'une armure, limitant le transport solide par charriage dans ces zones. Ainsi, l'hypothèse de surfaces vannées recouvrant une partie du lit au début de la première crue de décembre peut être avancée. La rupture de ces armures au cours de la montée des eaux aurait libéré une quantité considérable de sédiments, entraînant un accroissement des taux de transport et une forte érosion du lit (Reid, 1985).

Contrairement aux évènements de décembre, durant la crue de juin, **le débit solide associé aux sédiments charriés suit une hystérèse antihoraire** (chapitre V ; Fig. VIII. 2b). Durant cet épisode, l'évolution du transport solide sous forme de charge de fond est à associer à celle des contraintes de cisaillement de grain (*grain shear stress*, τ') qui suivent une hystérèse antihoraire (chapitre V). Dans ce cas, l'énergie disponible pour le transport des sédiments (τ') est plus forte en décrue (Fig. VIII. 2b). Le charriage est ainsi plus important au cours de la décrue qu'avant le pic de crue.

Même si les taux de transport sont plus faibles, l'accroissement des débits et des contraintes au cours de la montée des eaux sont suffisants pour engendrer **une érosion du lit** (chapitre III ; Fig. VIII. 2b) et une augmentation de la taille des dunes. En décrue, les forts taux de charriage observés et le temps de latence associé à l'adaptation des dunes entraînent un important développement de ces formes du lit (chapitre V). La croissance des dunes est favorisée sur l'ensemble du chenal du fait que la barre affiche une configuration transversale. Cette configuration assure une forte disponibilité en sédiments pour la majorité des dunes migrant au sein du secteur. L'accroissement significatif de la hauteur des dunes se traduit ainsi par **une élévation du plancher alluvial** après le pic de crue (chapitre III ; Fig. VIII. 2b). Comme observé sur le Rhin par Kleinhans *et al.* (2007), dans les systèmes où les sédiments sont mobiles, des dunes secondaires peuvent se développer en décrue, sur les grandes dunes qui migrent lentement (Fig. VIII. 2b). Les forts taux de transport observés sont alors, en partie, liés à ces dunes secondaires qui se déplacent rapidement, et qui finiront en fin de crue par lisser les grandes dunes. La migration importante des dunes lors de la décrue permet également le dépôt local d'une partie des sédiments qu'elles transportent, au niveau du front de progradation de la barre, ce qui entraîne par la même occasion son déplacement (chapitre V).

a) Clockwise hysteresis of bedload transport



b) Counterclockwise hysteresis of bedload transport

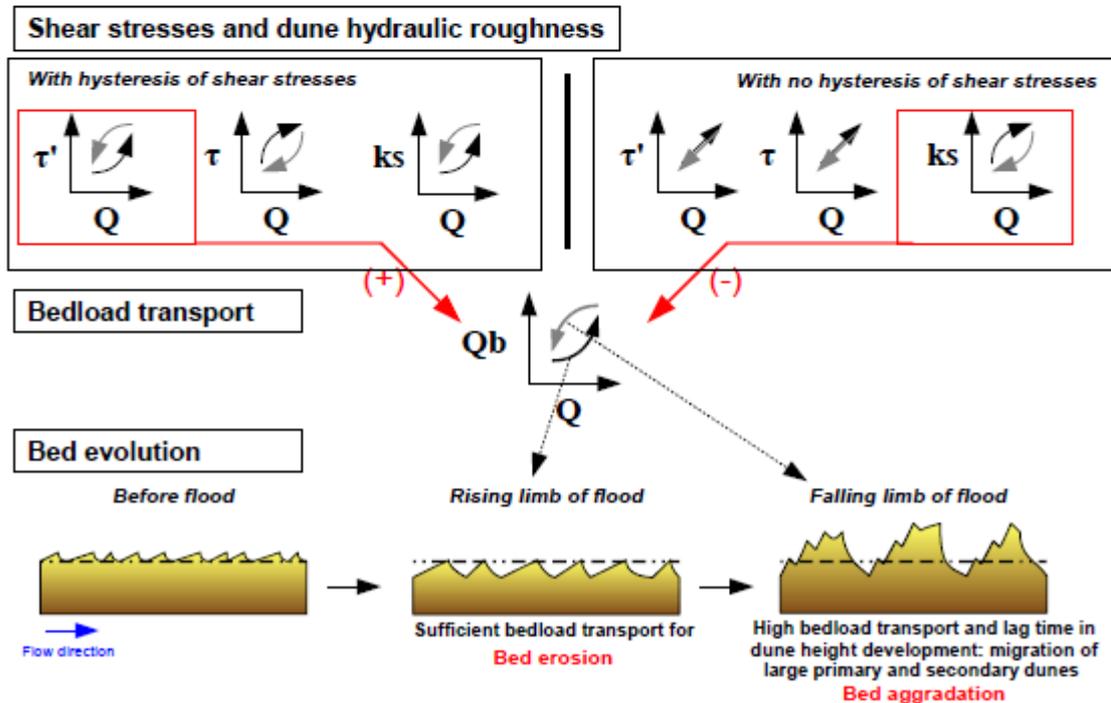


Fig. VIII. 2. Relations entre caractéristiques hydrauliques, taux de charriage et évolution morphologique en crue : a) cas où les taux de transport suivent une hystérèse horaire, b) cas où les taux de transport suivent une hystérèse antihoraire.

Avec, τ' la contrainte de cisaillement de grain, τ la contrainte de cisaillement totale, ks la rugosité hydraulique associée aux dunes, Q le débit liquide et Q_b le charriage. La relation entre les caractéristiques hydrauliques et les taux de charriage antihoraires, dans le cas d'absence d'hystérèse des contraintes de cisaillement, est hypothétique du fait qu'elle n'a pas été observée lors des mesures. Le signe (+) indique des hystérèses qui évoluent dans le même sens, le signe (-) indique des évolutions inverses.

Les observations effectuées à partir des trois crues étudiées, soulignent l'influence des contraintes de cisaillement sur la dynamique du chenal. En crue, les contraintes de cisaillement totales sont principalement influencées par l'évolution de la pente de la ligne d'eau qui suit généralement une hystérèse horaire (Hughes, 1980 ; Richards, 1982). En revanche, les contraintes de cisaillement de grain principalement affectées par la vitesse des écoulements, montrent des hystérèses horaires et antihoraires. Les processus permettant d'obtenir ces tendances opposées ont été peu explorés durant ce travail. Une analyse plus approfondie devra être effectuée pour déterminer les mécanismes à l'origine de l'évolution des vitesses et des contraintes de cisaillement de grain au cours des crues.

Par ailleurs, sur le secteur d'étude, la distribution spatiale des zones de surélévation du lit lors des décrues est conditionnée par le développement des grandes dunes. La croissance de ces formes du lit, sur le site de Bréhémont, est davantage contrainte par la disponibilité en sédiments que par la hauteur d'eau (chapitre V), ce qui suggère une sous-alimentation en sédiments (Kleinhans *et al.*, 2002 ; Tuijnder *et al.*, 2009). Cette hypothèse reste à confirmer ultérieurement par des mesures de la couche active sur les différentes unités morphologiques présentes au sein du chenal.

En crue, les bilans sédimentaires sont liés, par des relations complexes, aux évolutions des taux de charriage et de la dynamique des dunes. L'évolution de la charge de fond, et notamment le sens de l'hystérèse qu'elle suit, est principalement affectée par celle des contraintes de cisaillement de grain et totales. Dans le cas où, les contraintes de grain et totales n'affichent pas d'hystérèse, la dynamique du charriage est influencée par la rugosité et les contraintes hydrauliques associées aux dunes.

L'accroissement des contraintes durant la montée des eaux s'accompagne généralement d'un abaissement du lit. Le développement de la taille des dunes ainsi que le dépôt d'une partie des sédiments transportés, entraînent une élévation du plancher alluvial. Cette alternance des cycles érosions/dépôts durant les crues concordent avec les processus mis en évidence sur d'autres cours d'eau sableux (Kiss et Sipos, 2007).

VIII.3.2. Influence d'une bifurcation asymétrique sur la dynamique hydro-sédimentaire d'une zone d'élargissement/rétrécissement

A partir de la présente étude et des travaux de Rodrigues (2004) et Rodrigues *et al.* (2006) menés sur le chenal secondaire situé en rive gauche, il est possible de retracer, en partie, l'évolution de la dynamique hydro-sédimentaire de la bifurcation asymétrique au cours d'une grande crue ($Q \gg 2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Fig. VIII. 3).

Avant la submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire ($Q < 1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), la structure des écoulements varie peu avec les débits et est identique à celle présentée dans la partie VIII.2 (Fig. VIII. 3a). Lorsque le débit dépasse $1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, la bifurcation modifie la structure des écoulements dans le chenal principal (chapitre VII ; Fig. VIII. 3b). Cette influence se caractérise dans la partie gauche du lit mineur par : 1) une accélération et une orientation plus marquée des filets de courants vers le chenal secondaire et l'île, 2) la formation d'un courant secondaire au droit de la marche d'entrée, de type « *Bulle effect* » (Bulle, 1926), avec les vecteurs vitesses près du fond dirigés vers l'annexe hydraulique et les vecteurs vitesses de surface vers la rive droite, et 3) le développement d'un courant secondaire de sens opposé au droit de l'île. La surface de séparation des écoulements induite par la connexion du chenal secondaire se confond avec la couche de cisaillement engendrée par l'élargissement de section et la barre en rive droite. Les variations de largeur de chenal et la configuration des barres modulent la manière dont les bifurcations affectent l'hydrodynamique. Etant donné les débits enregistrés au cours de la période d'étude, les mesures effectuées n'ont pas livré d'information sur la structure des écoulements pour des débits supérieurs à $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nous ferons l'hypothèse, dans le reste de la démonstration, que l'organisation des flux liquides décrite ci-dessus varie peu pour des débits supérieurs à $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Les données hydrauliques acquises au sein du chenal secondaire (Rodrigues *et al.*, 2006) montrent qu'aux débits de connexion (environ $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), les écoulements entrant dans l'annexe hydraulique, transitent au sein de deux sous-chenaux localisés aux pieds des berges (Fig. VIII. 3a). Avec l'augmentation des débits, les écoulements débordent de ces sous-chenaux et recouvrent l'intégralité du seuil d'entrée (Fig. VIII. 3b). Aucune information n'est disponible sur les courants secondaires dans l'annexe hydraulique.

L'influence de la submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire sur la dynamique des dunes et des barres du chenal principal n'a pu être mise en évidence, probablement à cause de la trop faible durée des périodes avec des débits supérieurs $1750 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Toutefois, lorsque les débits sont supérieurs à $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, des dunes migrent sur la face amont du seuil d'entrée du chenal secondaire, selon un axe amont-aval bien défini (chapitre V). Dans ces conditions, la disposition des mésoformes accroît la mobilité des sédiments juste en amont du seuil et permettent probablement à la fraction la plus fine de la charge de fond d'être captée par les écoulements, notamment par le « *Bulle effect* » (De Heer et Mosselman, 2004) et d'être exportée vers l'annexe hydraulique. Dans ces conditions de débit, l'alimentation en sédiments du chenal secondaire est limitée (Fig. VIII. 3b).

L'augmentation des débits peut s'accompagner d'une rupture partielle de l'armurage du seuil. A partir des résultats de chaînes d'érosion et de l'analyse de la structure interne des dépôts, Rodrigues (2004) a retracé les processus sédimentaires faisant suite à la déstabilisation des surfaces armurées. Ainsi, cette rupture des surfaces vannées est suivie par une forte érosion et un abaissement de certains secteurs de la marche d'entrée du chenal secondaire (Fig. VIII. 3c). Dès lors, la hauteur du seuil devient suffisamment basse pour que les dunes participent à l'exportation de la charge de fond et à l'alimentation en matériaux grossiers du chenal secondaire (Fig. VIII. 3d). Par la suite, avec la diminution des débits, l'énergie disponible au sein du système devient insuffisante pour assurer la migration des dunes présentes sur le seuil. Ces formes du lit s'aggradent, entraînant l'élévation du plancher alluvial de la marche d'entrée (Fig. VIII. 3e). La réduction des contraintes hydrauliques engendre également un transport sélectif qui permet la mise en place de nouvelles surfaces d'armures sur le seuil. Ce processus se poursuit probablement jusqu'à la déconnexion totale du chenal secondaire (Fig. VIII. 3f).

Ces observations montrent que la contribution des dunes à l'exportation de la charge de fond du chenal principal vers le chenal secondaire apparaît plutôt limitée jusqu'à ce que le seuil d'entrée soit significativement érodé lors d'une crue. La rupture ou la stabilisation (par la végétation) des surfaces armurées de la marche d'entrée du chenal secondaire jouent un rôle central dans le fonctionnement hydro-sédimentaire de la bifurcation. Ce point sera évoqué plus en détail dans la partie 4.3.

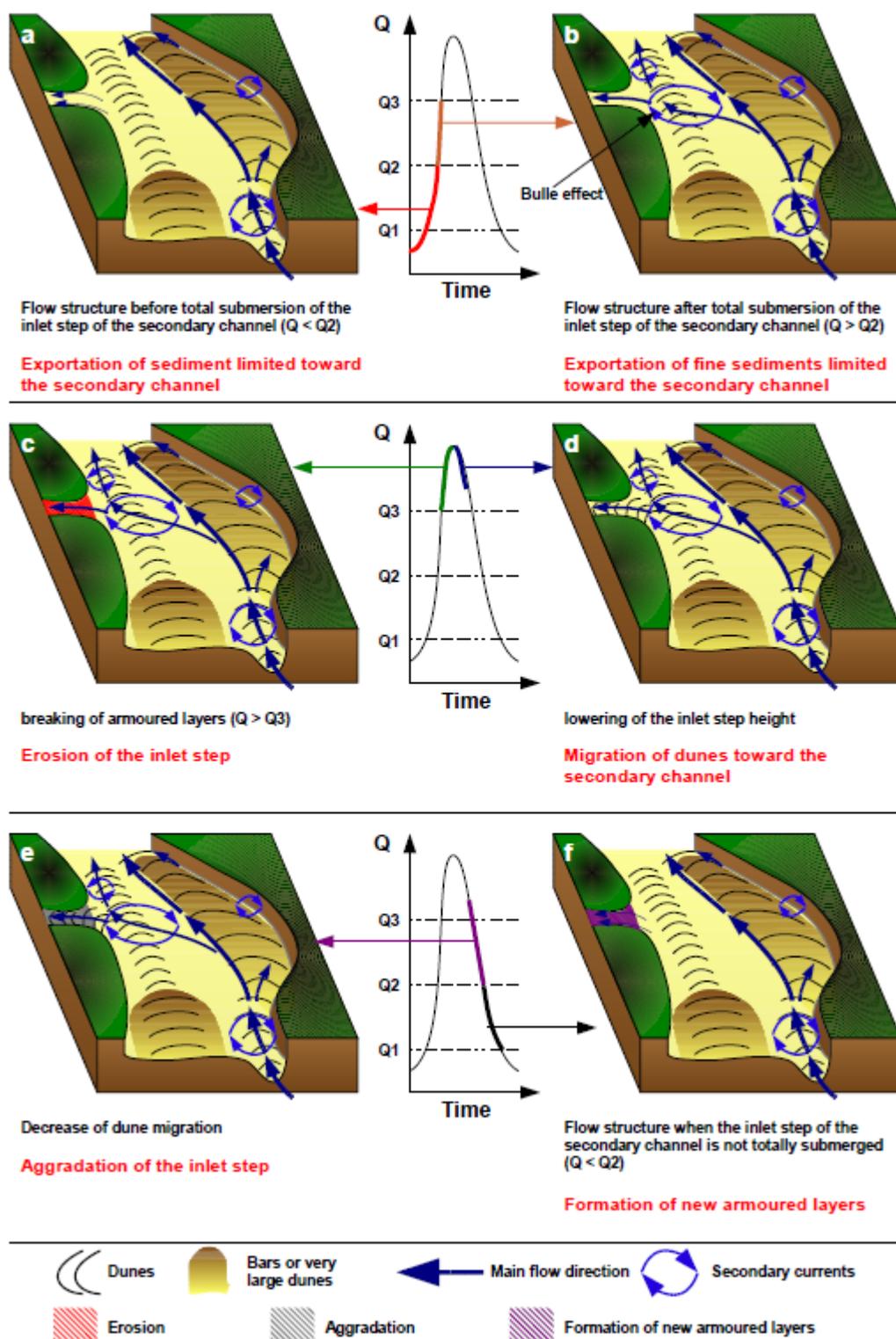


Fig. VIII. 3. Scénario d'évolution des dynamiques hydro-sédimentaires dans une bifurcation asymétrique au cours d'une crue de forte amplitude (hydrogramme fictif et simplifié). Q1 correspond au débit de mise en eau du chenal secondaire. Q2 désigne le débit de submersion total du seuil d'entrée du chenal secondaire. Q3 est le débit seuil de rupture des surfaces vannées. Les figures c, d, e, f sont des hypothèses établies à partir des données de Rodrigues (2004) et Rodrigues *et al.* (2006).

On peut également émettre l'hypothèse que la configuration des barres au sein du chenal principal pourrait affecter le transfert des sédiments vers le chenal secondaire. En effet, dans le cas où une macroforme serait située, au cours d'une crue, au droit du seuil d'entrée, la dénivelée entre les chenaux serait diminuée, et les sédiments de fond localisés sur la macroforme pourraient être plus facilement envoyés vers le chenal secondaire (Fig. VIII. 4). Il est envisageable que dans cette configuration, l'apport sédimentaire de l'annexe hydraulique soit plus important que lorsqu'aucune barre n'est positionnée devant le seuil d'entrée. Sur le site étudié, les barres mesurent entre 1,5 m et 2,5 m de haut, et le seuil 3,5 m. Lorsqu'une de ces barres est présente au pied de l'entrée du chenal secondaire considéré, la dénivelée entre le sommet de la macroforme et la partie supérieure du seuil varie entre 1 et 2 m. Dans ce cas, il est probable que l'exportation des sédiments de fond vers l'annexe hydraulique soit accentuée.

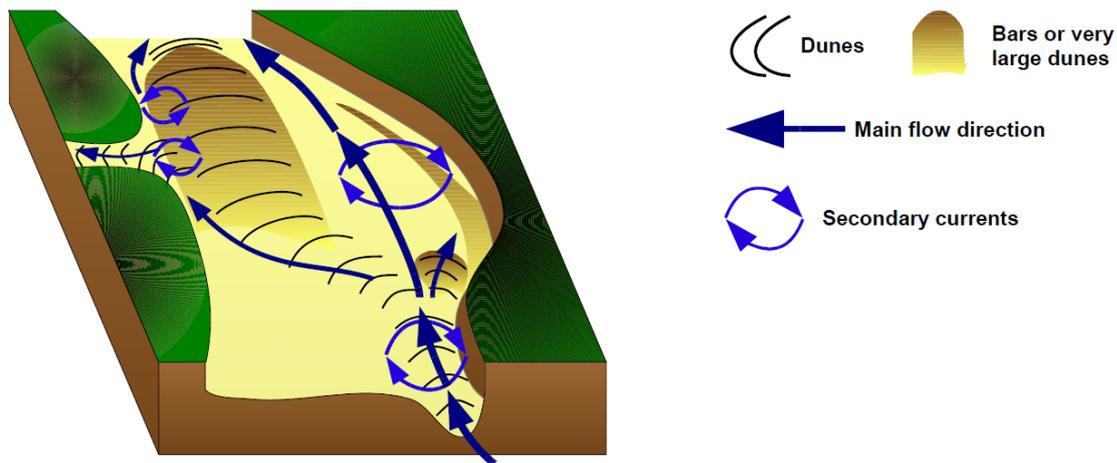


Fig. VIII. 4. Illustration de la probable influence d'une barre, positionnée au droit du seuil d'entrée du chenal secondaire, sur l'exportation des sédiments vers l'annexe hydraulique.

L'influence d'une bifurcation asymétrique sur la structure des écoulements dans le chenal principal n'apparaît que lorsque le seuil d'entrée du chenal secondaire est entièrement submergé.

Le contrôle de la connexion du chenal secondaire sur la dynamique sédimentaire du chenal principal s'accroît lorsque les surfaces vannées du seuil sont brisées et que sa hauteur s'abaisse suffisamment. La proximité d'une barre au pied de l'entrée du chenal secondaire réduit la dénivelée entre les chenaux et accentue probablement

l'exportation des sédiments vers l'annexe hydraulique. La combinaison de ces deux phénomènes peut potentiellement être à l'origine d'un transfert massif des sédiments du fond du chenal principal vers le chenal secondaire.

VIII.4. Quelques éléments pour la gestion et l'entretien de la Loire moyenne

VIII.4.1. Estimation du charriage sur la Loire moyenne et ses affluents

Sur le site de Bréhémont, les taux de charriage mesurés directement par le jaugeage solide et ceux estimés par l'équation de Van Rijn (1984a, 1993) sont comparables pour des débits supérieurs à $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (à Langeais). Ce constat est valable dans une moindre mesure pour l'application de la formule de Meyer-Peter et Müller (1948) (chapitre IV).

L'utilisation de la formule de Van Rijn pour estimer (approximativement) les taux de charriage apparaît donc justifiée sur le site de Bréhémont et offre une alternative intéressante à la technique du jaugeage solide. En effet, la mise en œuvre des mesures nécessaires pour appliquer la formule de Van Rijn est bien moins contraignante d'un point de vue humain et matériel, que celle relative à l'utilisation des échantillonneurs. Quelques traversées avec un ADP et un prélèvement des matériaux du lit avec une benne ou un cône Berthois sont suffisants pour appliquer la formule et obtenir un ordre de grandeur du charriage sur le secteur d'étude. Toutefois, les équations sont encore inadaptées pour prédire les processus, particulièrement complexes, associés au transport solide (chapitre IV). L'utilisation des échantillonneurs demeure nécessaire pour appréhender la variabilité spatiale et temporelle du charriage et de la granularité des sédiments du lit.

En termes de perspectives, il serait intéressant de transposer la comparaison des formules empiriques au jaugeage solide sur d'autres secteurs de la Loire et de ses principaux affluents, de manière à vérifier que les estimations obtenues à partir des équations sont du même ordre de grandeur que les débits solides mesurés directement sur le terrain. Pour cela, un développement métrologique couplant échantillonneurs, ADP et DGPS centimétrique devra être entrepris. Dans la mesure où les tests seraient positifs, les taux de charriage pourraient ainsi être estimés, plus ou moins précisément, en routine sur le réseau

hydrographique ligérien. Le calcul des flux transportés près du fond pourrait s'appuyer sur les données acquises par les services de l'état. En effet, il semble judicieux de placer préférentiellement les sites de mesure à proximité des sections de jaugeage des services hydrométriques. Une estimation du charriage serait ainsi régulièrement obtenue du fait que les services gestionnaires (DREAL) réalisent fréquemment des mesures courantométriques sur ces sections. Le point clé concerne davantage l'acquisition de la granularité du lit. Si l'on considère que la taille des matériaux évolue peu dans le temps pour un site donné, on pourra garder une valeur fixe obtenue lors des jaugeages solides effectués pour valider les estimations par les équations. L'information granulométrique pourra également être obtenue grâce à une opération⁵ en cours de montage qui vise à caractériser la granulométrie des sédiments du lit sur l'ensemble de la Loire moyenne. Toutefois, il semble préférable que les équipes qui réaliseront les mesures prélèvent régulièrement les sédiments du lit. Cette généralisation de l'estimation du charriage sur la Loire et ses affluents, à partir des données ADP, n'offrira que des ordres de grandeurs des débits solides qui devront être confrontés à des jaugeages solides réguliers sur différents sites pour vérifier la précision des taux de transport calculés par les équations.

Il existe de nombreuses formules pour estimer le transport solide dans une rivière. Seules deux de ces équations ont été testées durant ce travail de thèse. La validation des autres formules sur la Loire doit ainsi être envisagée en jetant un regard tout particulier aux estimations à bas débits, pour lesquels les formules de Van Rijn et Meyer-Peter et Müller ne semblent pas capables de prédire correctement le transport solide. Il faudra ainsi veiller à tester les formules de Parker *et al.* (1982), Wilcock (2001), Wilcock et Crowe (2003) et Recking (2010) qui ne s'appuient pas sur un seuil de mise en mouvement des sédiments et qui laissent entrevoir d'intéressantes perspectives pour estimer les flux dans des conditions peu énergiques.

La capacité des équations à estimer correctement les flux solides durant les périodes de basses eaux constitue un enjeu important. En effet, la forte mobilité des sédiments du chenal principal observée durant les bas débits, indique que les périodes de faible hydraulicité participent activement à l'évolution morphologique du lit et au transport solide total annuel

⁵ Projet info sed 2 porté par le laboratoire GeHCO de l'Université de Tours et l'Observatoire des Sédiments de la Loire et de ses Affluents (OSLA)

(chapitre III et IV). **Dans les rivières à fond mobile avec de longues périodes de basses eaux et des crues de faible amplitude, la fréquence des débits affecte davantage l'évolution morphologique du lit que leur intensité. L'intégration de l'influence des périodes de basses eaux dans les études morphologiques des rivières à sables et graviers paraît ainsi essentielle afin de mieux appréhender le fonctionnement de ces systèmes fluviaux.**

Toutefois, l'absence de fortes crues ($Q > 2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) durant nos campagnes de mesure, ne nous permet pas d'avoir assez de recul sur le comportement évolutif du lit au cours de ce genre d'évènement. De plus, l'influence morphologique de plusieurs crues successives pendant une durée relativement longue n'a pu être examinée. Il serait donc intéressant de poursuivre les mesures sur le site d'étude lors de grandes crues ou pendant des périodes hydrologiquement fortes afin de voir comment ces évènements affectent la morphologie du lit.

Les résultats du présent travail concernent également les études de modélisation hydro-sédimentaire menées sur la Loire. L'emploi des formules de Van Rijn et de Meyer-Peter et Müller dans ces modèles paraît justifié pour estimer le charriage sur le site d'étude concerné ici, mais reste à justifier sur les autres tronçons du fleuve. De plus, le modèle 1D hydrosédimentaire proposé par Latapie (2011) sur la Loire moyenne, pour simuler les évolutions morphologiques du lit de la Loire sur une large échelle spatiale et temporelle pourrait être affiné. La simplification des chroniques hydrologiques pour réduire les temps de calculs supprime des valeurs de débits de basses eaux tandis qu'il est montré ici que le transport de sédiments subsiste pour des débits relativement faibles. Ces débits d'étiage devraient donc être intégrés dans les modèles hydro-sédimentaires afin d'évaluer leur influence sur les évolutions des lits des cours d'eau sur le long terme.

VIII.4.2. Influence d'anciens ouvrages sur la morphologie actuelle

L'utilisation pour la première fois en Loire moyenne d'un échosondeur multifaisceaux a permis de repérer un certain nombre de vestiges de protection de berges au sein du chenal principal. Ces blocs pluri-décimétriques ont été retrouvés sous forme d'appareillages alignés parallèlement à la rive droite et face à l'entrée du chenal secondaire (Fig. VIII. 5). Les anciens

enrochements localisés près de la rive nord correspondent probablement à l'ancienne digue du XIX^e siècle. Les blocs situés dans la partie sud du lit mineur servaient autrefois à renforcer le pied de l'ancienne île (Fig. VIII. 6).

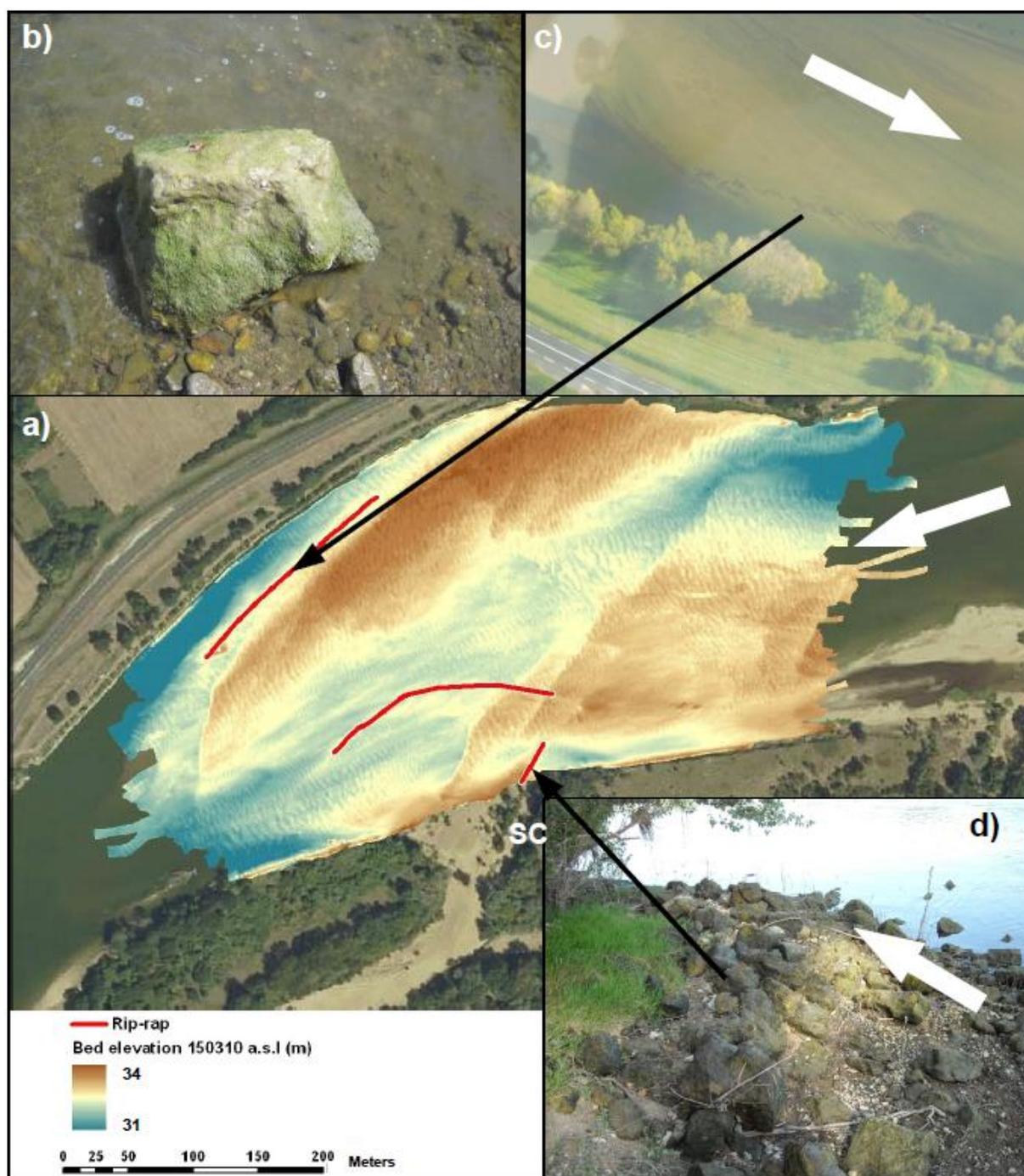


Fig. VIII. 5. Anciennes protections de berge (en rouge) au sein du chenal principal.

a) Localisation au sein du lit. b) Photo d'un bloc d'une trentaine de centimètre de diamètre. c) anciens enrochements alignés parallèlement à la rive droite. d) épi localisé au pied d'un sous-chenal (SC) dans la partie est du seuil d'entrée du chenal secondaire. Les flèches blanches indiquent le sens d'écoulement. Les flèches noires désignent l'enrochement pris en photo.



Fig. VIII. 6. Localisation des anciens enrochements (en rouge) en 1969. La flèche blanche indique le sens d'écoulement (Source DREAL centre, modifiée).

Plusieurs observations effectuées durant ce travail suggèrent que ces anciens enrochements affectent la dynamique hydro-sédimentaire actuelle. Les amas d'anciens enrochements alignés parallèlement à la rive nord, accentuent les effets des courants secondaires induits par la courbure de la berge, et entravent la migration latérale des barres (chapitre III et VI) et empêchent ces dernières d'atteindre la berge. Une mouille est donc continuellement localisée au pied de la berge droite (FP3 dans les chapitres précédents). L'affouillement de cette mouille pourrait le cas échéant, déstabiliser l'actuelle protection de la rive droite.

Les blocs localisés au pied du seuil d'entrée du chenal secondaire forment un petit épi orienté selon un axe nord-est/sud-ouest (Fig. VIII. 5d). Les observations effectuées dans cette étude ainsi que par Rodrigues (2004) indiquent que cette structure dévie les écoulements du chenal principal vers un sous-chenal situé à l'est du seuil d'entrée de l'annexe hydraulique (SC sur Fig. VIII. 5). Les écoulements redirigés sont suffisants pour mobiliser les sédiments, limiter le développement de la végétation et entretenir ce sous-chenal, qui constituait par le passé l'entrée principale du chenal secondaire (Fig. VIII. 6). La configuration du site implique également que les sédiments exportés vers l'annexe hydraulique empruntent peu ce sous-chenal, ce qui retarde son comblement. L'essentiel des matériaux qui entrent dans le chenal

secondaire en tant que charge de fond passe dans la partie centrale et ouest du seuil (Rodrigues *et al.*, 2006). Cet exemple montre que des petits ouvrages transversaux de quelques mètres de long et quelques décimètres de haut s'avèrent suffisants pour entretenir la connexion d'un chenal secondaire. Une étude plus approfondie sur l'influence hydro-sédimentaire de tels ouvrages dont le fonctionnement pourrait s'apparenter à celui des panneaux de fond (Johnson *et al.*, 2002 ; Bhuiyan *et al.*, 2007, 2009), est cependant nécessaire pour obtenir une solution technique aux problèmes de déconnexion des annexes hydrauliques. La taille des blocs observés au sein du lit apporte également quelques pistes de réflexions sur le dimensionnement des enrochements utilisés pour la protection de berge. En effet, l'utilisation de blocs de 20 ou 30 centimètres de diamètre semble suffisante pour assurer la relative pérennité des protections de berges.

Une prospection à partir d'un avion a permis de localiser des vestiges d'enrochements sur la quasi totalité du secteur de Bréhémont (Fig. VIII. 7). Ces blocs proviennent d'anciennes protections de berges ou d'anciens ouvrages de navigation. Il est probable que la morphologie actuelle du secteur soit en partie héritée de l'influence de ces anciens enrochements sur les processus hydro-sédimentaires. Des observations menées sur d'autres secteurs de la Loire moyenne (Guilly, Chouzé sur Loire) attestent également la présence d'anciens ouvrages dans le lit mineur. Il paraît opportun de recenser ces vestiges sur les sites ateliers du Plan Loire Grandeur Nature qui font actuellement l'objet d'études (Bréhémont, La Charité sur Loire, Guilly, Mareau aux Près). Les futures études portant sur la compréhension de l'évolution morphologique de la Loire moyenne devront également recenser les anciens enrochements dans le chenal principal et tenir compte de leur influence sur les dynamiques locales.

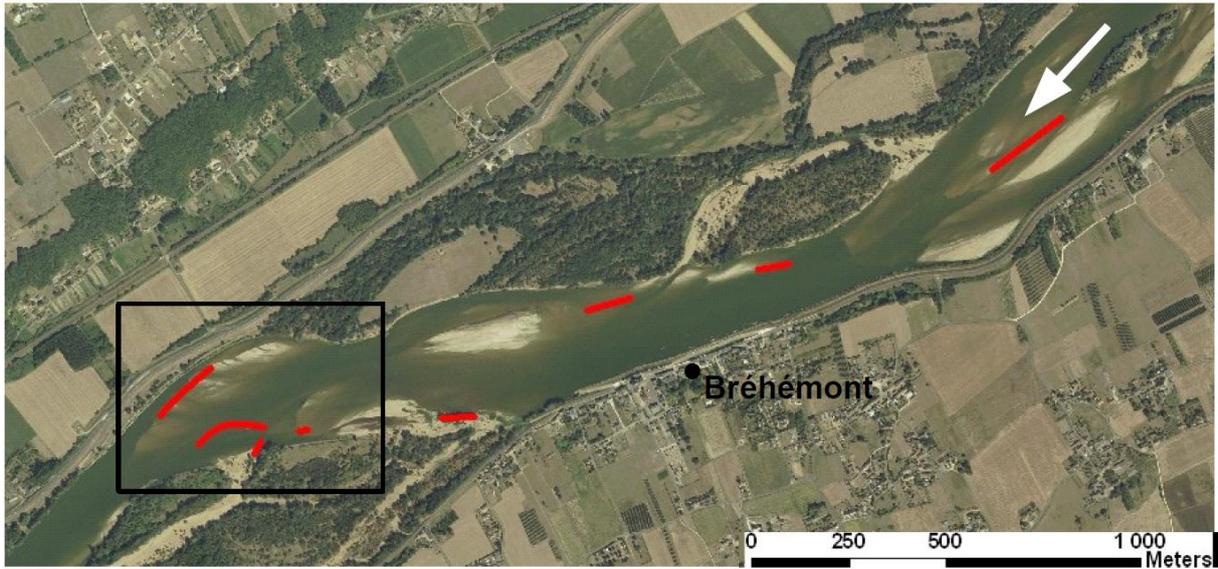


Fig. VIII. 7. Localisation des anciens enrochements (en rouge) sur le secteur de Bréhémont. La flèche blanche indique le sens d'écoulement. Le site d'étude est localisé dans le cadre noir.

VIII.4.3. Entretien des seuils d'entrée des chenaux secondaires

Les observations effectuées dans le secteur de Bréhémont ont révélé que des surfaces armurées (ou surfaces vannées) recouvraient la quasi-totalité des seuils d'entrée des chenaux secondaires.

Les chaînes d'érosion implantées sur le site d'étude témoignent que les crues rencontrées entre août 2009 et janvier 2011 (et leurs contraintes hydrauliques associées) n'ont pas été suffisamment intenses pour rompre les surfaces armurées des seuils d'entrée. Ces surfaces vannées ne sont donc pas détruites lorsque les débits sont inférieurs ou égaux à $1950 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Durant ces crues, il est probable que seuls des sédiments fins entrent dans le chenal secondaire. Les études de terrain montrent que ces particules contribuent à colmater les surfaces vannées du seuil (Fig. VIII. 8a et 8b) et participent à leur stabilisation. La préservation des surfaces armurées favorise le développement de la végétation (Fig. VIII. 8c). En retour, la végétation cimente davantage les surfaces vannées si bien qu'elles deviennent de plus en plus difficiles à rompre. Dans le cas de longues périodes caractérisées par de faibles débits, la végétalisation du seuil étudié peut s'intensifier et obstruer l'entrée de l'annexe hydraulique.



Fig. VIII. 8. Exemple de colmatage et de végétalisation d'un seuil d'entrée d'un chenal secondaire. a) surface armurée avant la crue de décembre 2010, b) surface armurée (au même endroit) après la crue, c) développement de la végétation sur la surface armurée, d) surface armurée renouvelée après une crue (Source : Rodrigues).

En revanche, Rodrigues (2004) a observé au cours d'une crue de plus forte amplitude ($3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au pic de crue en février 2003), une rupture partielle de l'armurage du seuil. Cette rupture de la surface vannée permet le renouvellement des sédiments de ce seuil, limite le développement de la végétation et conserve l'ouverture du chenal secondaire (Fig. VIII. 8d). La rareté des événements de crue de forte amplitude conduit donc à s'interroger sur le renouvellement de sédiments stockés au droit des seuils d'entrée.

La végétalisation et la fermeture des entrées des chenaux secondaires est ainsi fortement dépendante de la relation qui lie les conditions hydrologiques au renouvellement des surfaces armurées. Sur le site d'étude, la destruction des surfaces vannées advient pour un débit compris entre $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (crue biennale) et $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (crue décennale). Comme déjà souligné par Rodrigues (2004), il serait intéressant de déterminer les contraintes hydrauliques nécessaires pour briser et mettre en mouvement les sédiments armurés. Le renforcement des

armures par les particules fines issues des crues inférieures à $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Langeais et le développement des végétaux permettent aussi de penser que le seuil de rupture des armures doit devenir de plus en plus important au cours du temps.

Les nombreuses connaissances acquises sur le secteur de Bréhémont ont permis de relativement bien appréhender le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique du chenal principal et du chenal secondaire. Nous savons que la dynamique des barres qui alimentent la charge solide exportée vers l'annexe hydraulique est prévisible. Nous connaissons aussi approximativement les débits nécessaires pour engendrer la rupture des surfaces vannées et l'abaissement du seuil d'entrée du chenal secondaire. Il est ainsi possible de reconnaître et de prédire les conditions qui renforcent l'exportation des sédiments vers l'annexe hydraulique. Ceci nous amène à penser qu'il serait intéressant de phaser une opération de curage et de dévégétalisation sur ce chenal secondaire, en fonction des modalités d'exportation des sédiments. La mise en œuvre de panneaux de fond au pied du seuil d'entrée pourrait également être envisagée pour accroître la déflexion des flux liquides vers l'annexe hydraulique. Le site devrait, par la suite, faire l'objet d'un suivi détaillé afin d'apprécier l'évolution du système après les travaux et de mettre en évidence les mécanismes qui limitent leur pérennité. Ces informations serviraient ainsi de base pour améliorer les techniques de restauration et d'entretien. Le suivi devrait s'appuyer sur une caractérisation précise et régulière de la végétation, de la morphologie des chenaux, de la dynamique sédimentaire et de la structure des écoulements, et pourrait être le fruit d'une collaboration entre les services gestionnaires et l'Université de Tours.

Afin d'optimiser la gestion des travaux de restauration et d'entretien, il apparaîtrait nécessaire d'étendre une telle procédure à l'ensemble des chenaux secondaires de la Loire moyenne et de poursuivre une typologie des bifurcations et des chenaux secondaires partiellement entreprise au cours de ce travail. L'objectif d'une telle typologie serait de hiérarchiser les annexes hydrauliques en fonction de la tendance au colmatage et à la végétalisation des armures de leurs seuils. Ainsi, les sites où les armures sont stables et où la végétation se développe rapidement, devront faire l'objet de travaux réguliers. Pour aboutir à une typologie robuste, il serait opportun de caractériser pour chaque chenal secondaire des paramètres morphologiques (largeur du chenal principal et secondaire, angle de la bifurcation, topographie et hauteur du seuil d'entrée), biologiques (localisation, densité et âge des espèces végétales), sédimentologiques (granularité des sédiments en surface et sous la surface,

direction des axes de charriage), hydrauliques (débit et modalité de connexion de l'annexe hydraulique, débit de rupture des armures) et historiques (détails des travaux précédents). L'intégration de la dynamique des barres du chenal principal dans cette typologie devrait également être envisagée. Par la suite, l'efficacité des opérations de restauration et d'entretien devra être évaluée à travers un suivi régulier tel qu'il est préconisé par les services de la DREAL (Claude *et al.*, 2008).

Chapitre IX. Conclusions et perspectives



Chapitre IX. Conclusions et perspectives

Les systèmes fluviaux en cours d'incision, comme la Loire moyenne, suscitent un vif intérêt de la part de la communauté scientifique et des gestionnaires, et soulèvent encore de nombreuses interrogations quant à leur fonctionnement hydro-sédimentaire et leur évolution morphologique. A cet égard, les processus du transport solide associés aux variations de largeur de chenal demeurent relativement peu étudiés, et ce, malgré le rôle significatif qu'ils jouent sur la dynamique des barres sédimentaires, la formation des bifurcations, le flux de matières et plus généralement sur la morphologie de ces cours d'eau. Ce contexte a motivé le présent travail, basé sur des mesures *in situ* dans un élargissement/rétrécissement du chenal principal de la Loire moyenne, au sein duquel s'ouvre un chenal secondaire. Son objectif était d'apporter des éléments de réflexion concernant le fonctionnement hydro-sédimentaire du lit mineur dans une zone d'élargissement/rétrécissement en portant une attention particulière 1) à l'influence des variations de largeur de chenal, de la configuration des barres et de la connexion du chenal secondaire sur la structure des écoulements et la dynamique des dunes, 2) à l'évolution morphologique du chenal et son comportement hydro-sédimentaire en fonction de la morphodynamique des barres et de l'hydrologie, et 3) à l'estimation des taux de charriage dans une grande rivière sablo-graveleuse telle que la Loire.

Les données de terrain utilisées dans ce travail ont été acquises avec une haute résolution temporelle au cours de plusieurs crues, à l'aide d'une chaîne d'acquisition mise en place dans le cadre de ce travail de thèse et composée d'un profileur Doppler (*Acoustic Doppler Profiler*, ADP), d'un sondeur bathymétrique multifaisceaux et d'échantillonneurs iso-cinétiques. Ces techniques, dont l'utilisation combinée constitue une première sur un cours d'eau français de cette ampleur, ont permis d'étudier le fonctionnement physique du système à travers une approche pluridisciplinaire, basée sur l'estimation et l'analyse des caractéristiques hydrauliques (vitesses primaires et secondaires, directions des écoulements, contraintes de cisaillement), sédimentaires (taux de transport par charriage, granularité) et morphologiques (dimensions des dunes et des barres, topographie du chenal, bilans sédimentaires) rencontrées lors des mesures.

La structure des écoulements et la dynamique des dunes au sein du chenal reflètent l'influence du contexte morphologique local qui, sur la zone d'élargissement/rétrécissement considérée, souligne la combinaison de forçages par les mouilles, les variations de largeur du chenal, la configuration des barres et par la connexion du chenal secondaire lors des forts débits. De fait, la mouille amont (associée au rétrécissement amont) définit l'orientation principale prise par les écoulements sur l'ensemble du secteur. L'essentiel de l'apport sédimentaire, entrant sous forme de dunes sur le site, provient de cette mouille. Ceci conduit à une asymétrie de l'apport sédimentaire au sein du lit. L'élargissement et le rétrécissement de section induisent respectivement la divergence et la convergence des écoulements et des flux de transport solide. Dans la zone d'élargissement de chenal, les barres accentuent la divergence des filets de courant, cette influence étant peu modifiée par les variations de débit. Dans la zone de rétrécissement aval, l'effet des barres sur les flux liquides diminue avec l'augmentation des débits. Les macroformes dévient également les écoulements et accentuent la non-uniformité des vitesses au sein du chenal. Cette non-uniformité des courants induit, pour les dunes présentes sur les barres, une migration oblique par rapport à l'axe du chenal, et qui tend à s'en rapprocher avec l'accroissement des débits. En outre, dans ce système aux apports sédimentaires limités, la dynamique des dunes est contrainte par la disponibilité en sédiments, qui augmente localement au droit des barres. Les barres favorisent ainsi le développement des dunes. Par ailleurs, la submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire accélère et redirige les filets de courant, et initie la formation de courants secondaires. En revanche, la connexion de l'annexe hydraulique ne semble perturber significativement la dynamique des dunes du lit mineur que lorsque la marche entre les chenaux subit une érosion au cours d'une crue après rupture des surfaces armurées. Il est également probable que la présence d'une barre juste en face de l'entrée du chenal secondaire réduise la hauteur du seuil et favorise l'exportation de sédiments de fond vers l'annexe hydraulique.

L'évolution morphologique du chenal est fortement conditionnée par la morphodynamique des barres. En effet, l'évolution morphologique des macroformes est particulièrement intense, comme en témoignent les différentes configurations de barres rencontrées sur le site au cours de l'étude. L'apparition des barres, au sein du rétrécissement amont, est encouragée par un apport sédimentaire significatif. La migration et l'accrétion des barres sont dirigées par la dynamique des dunes, elle-même conditionnée par la direction et la

non-uniformité des écoulements ainsi que par l'asymétrie de l'apport sédimentaire. La combinaison des forçages induits par les variations de largeur du chenal et la configuration des barres (à travers leur rétroaction sur les écoulements) peut être suffisante pour entraver la migration d'une de ces macroformes. Dans ce contexte, cette barre cesse sa migration. Les barres devenues non-migrantes sont progressivement érodées suite à l'accentuation des contraintes engendrées par la migration des nouvelles barres en provenance de la partie amont de la zone d'élargissement/rétrécissement.

Les réponses morphologiques du lit à l'hydrologie, constituent également un élément clé dans l'évolution du chenal. En raison de la forte mobilité des sédiments, les évolutions morphologiques au sein du lit sont davantage corrélées à la fréquence qu'à l'intensité des débits, si bien que les longues périodes d'étiage se révèlent particulièrement morphogènes pour le chenal principal sur le secteur étudié. L'influence des basses eaux sur la morphologie doit ainsi être intégrée dans les études et travaux menées sur l'évolution du lit mineur. A l'échelle des crues, les processus associés à l'érosion du lit sont dominants lors de la montée des eaux alors qu'en décrue c'est la surélévation du plancher alluvial qui prévaut. Ces modifications du stock sédimentaire sont essentiellement conditionnées par l'évolution des taux de charriage en fonction des débits et par le temps de latence inhérent au développement des dunes. En crue, les flux solides sont reliés à l'évolution des contraintes de cisaillement de grain (corrélé à la vitesse moyenne) et totales (dépendantes du produit de la hauteur d'eau et de la pente de la ligne d'eau) ainsi qu'aux contraintes associées à la rugosité hydraulique des dunes. Si les contraintes de cisaillement de grain et totales suivent une hystérèse, ce sont ces forces de friction qui contrôlent l'évolution du transport de la charge de fond. En revanche, si les contraintes de cisaillement de grain et totales n'affichent pas d'hystérèse, le charriage est principalement influencé par les contraintes associées à la rugosité des dunes. L'emplacement des zones d'élévation du lit observées en décrue est à associer à la migration des grandes dunes, généralement localisées sur les barres.

Les jaugeages solides effectués durant ce travail ont permis de mesurer directement des taux de charriage sur la Loire moyenne. La quantité de sédiments charriée par le fleuve a été estimée à 480 000 t pour l'année 2010. L'équation de Van Rijn, et dans une moindre mesure, celle de Meyer-Peter et Müller, peuvent également être appliquées pour estimer le charriage lorsque les débits sont supérieurs à $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. D'un autre côté, la méthode du *dune*

tracking sous-estime les taux de transport, du fait qu'une fraction importante de la charge de fond ne participe pas à la migration des dunes.

Les éléments apportés par ce travail répondent à des questions fondamentales et appliquées mais soulèvent de nombreuses interrogations qui nécessiteraient de nouvelles investigations, à la fois sur le secteur d'étude et sur d'autres sites de la Loire moyenne.

A l'échelle du site, les processus hydro-sédimentaires et morphologiques restent encore à détailler lors des périodes de bas et de très forts débits ($Q < 500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $Q > 2500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). De fait, la dynamique des dunes et l'influence du tri des sédiments dans le chenal principal (surfaces de vannage) n'ont pu être correctement appréhendés dans des conditions de basses eaux. Il serait également opportun d'étudier, lors des très forts débits, le comportement de la bifurcation et des barres ainsi que leurs influences respectives sur l'évolution du système. Par ailleurs, il apparaît nécessaire d'améliorer nos connaissances sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et morphologique des zones de rétrécissement, du fait qu'elles conditionnent, en grande partie, le transfert des sédiments au sein du chenal principal.

Une analyse détaillée des facteurs affectant l'évolution des contraintes de cisaillement pendant les crues devrait être menée. Il serait intéressant par la même occasion de préciser la nature des relations entre les contraintes hydrauliques et les taux de transport sédimentaire

Du fait que les jaugeages solides ont essentiellement été effectués lors de décrues et afin d'affiner la prédiction des hystérèses des taux de charriage, il semblerait nécessaire de réaliser des mesures avant les pics de crue. La courbe de tarage du charriage présentée dans le chapitre IV pourrait aussi être complétée par des jaugeages solides à des débits compris entre 500 et $1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et supérieurs à $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Afin de s'affranchir des spécificités locales et d'étendre la portée de la présente étude, il faudrait transposer l'approche déployée, à d'autres sites de la Loire moyenne. En outre, ces travaux pourraient se focaliser sur les liens entre variations de largeur de chenal et bifurcations. A cet égard, une typologie des zones d'élargissement/rétrécissement et des bifurcations amorcée au cours de ce travail, pourrait être réalisée sur la Loire moyenne, de manière à sélectionner les sites en fonction de leur configuration morphologique. Des études numériques ou expérimentales pourraient également compléter les investigations de terrain,

afin de préciser la dynamique et la stabilité des bifurcations dans des élargissements/rétrécissements de chenal.

Enfin, les connaissances acquises sur les modalités d'exportation des sédiments vers les chenaux secondaires devraient être transférées aux services gestionnaires afin d'améliorer la planification et l'efficacité des opérations de restauration et d'entretien du lit de la Loire.

Bibliographie

- Alabyan, A. M. et Chalov, R. S.** 1998. Types of river channel patterns and their natural controls. *Earth Surface Processes and Landforms*. **23**: 467-474.
- Allen, J. R. L.** 1968. *Current ripples - Their relation to patterns of water and sediment motion*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 433p.
- Allen, J. R. L.** 1973. Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance. *Sedimentology*. **20**: 323-329.
- Allen, J. R. L.** 1984. *Sedimentary structures, their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam. 663p.
- Andrews, E. D.** 1981. Measurement and computation of bed-material discharge in a shallow sand-bed stream, Muddy Creek, Wyoming. *Water Resour. Res.* **17**: 131-141.
- Andrews, E. D.** 1994. Marginal bed load transport in a gravel bed stream, Sagehen Creek, California. *Water Resour. Res.* **30**: 2241-2250.
- Andriamahefa, H.** 1999. *Les hydro-écorégions du bassin de la Loire. Morphologie, hydrologie, pressions anthropiques sur les cours d'eau et les bassins versants*, Université J. Monnet, St Etienne, France. 271p.
- Ashley, G. M.** 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*. **60**: 160-172.
- Ashmore, P. E.** 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*. **7**: 201-225.
- Ashmore, P. E.** 1991. How do gravel-bed rivers braid. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **28**: 326-341.
- Ashworth, P. J. et Ferguson, R. I.** 1986. Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river. *Geografiska Annaler*. **68A**: 361-371.
- Ashworth, P. J., Ferguson, R. I., Ashmore, P. E., Paola, C., Powell, D. M. et Prestegards, K. L.** 1992. Measurements in a Braided River chute and lobe: 2. Sorting of bed load during entrainment, transport, and deposition. *Water Resour. Res.* **28**: 1887-1896.
- Ashworth, P. J.** 1996. Mid-Channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. *Earth Surface Processes and Landforms*. **21**: 103-123.

- Ashworth, P. J., Best, J. L., Roden, J. E., Bristow, C. S. et Klaassen, G. J.** 2000. Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology*. **47**: 533-555.
- Ashworth, P. J., Sambrook Smith, G. H., Best, J. L., Bridge, J. S., Lane, S. N., Lunt, I. A., Reesink, A. J. H., Simpson, C. J. et Thomas, R. E.** 2011. Evolution and sedimentology of a channel fill in the sandy braided South Saskatchewan River and its comparison to the deposits of an adjacent compound bar. *Sedimentology*. **58**: 1860-1883.
- Babonaux, Y.** 1970. *Le lit de la Loire: étude d'hydrodynamique fluviale*. Bibliothèque nationale, Paris. 252p.
- Bacchi, M. et Berton, J. P.** 1997. *Guide méthodologique d'entretien du lit de la Loire*, DREAL Centre, Chinon. 95p.
- Bacchi, M.** 2000. *Structure et dynamique des peuplements macrobenthiques en Loire: impact des facteurs hydrologiques et édimentaires*, Université François Rabelais de Tours, Tours, France. 251p.
- Bagnold, R. A.** 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings of the Royal Society of London. A*. **372**: 453-473.
- Baker, V. R. et Costa, J. E.** 1987. Flood power. In: *Catastrophic flooding* (Eds Mayer, L. et Nash, D.), Unwin, Boston and London. 1-21p.
- Barry, J. J., Buffington, J. M., Goodwin, P., King, J. G. et Emmett, W. W.** 2008. Performance of bed-load transport equations relative to geomorphic significance: predicting effective discharge and its transport rate. *J. Hydraul. Eng.* **134**: 601-614.
- Batalla, R. J.** 1997. Evaluating Bed material Transport Equations using Field Measurements in a Sandy Gravel bed Stream, Arbúcies River, NE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*. **22**: 121-130.
- Bathurst, J. C., Hey, R. D. et Thorne, C. R.** 1979. Secondary flow and shear stress at river bends. *Journal of the Hydraulics Division*. **105**: 1277-1295.
- Belleudy, P.** 2000. Restoring flow capacity in the Loire River bed. *Hydrological processes*. **14**: 2331-2344.
- Berthois, L. et Morize, J.** 1960. Première évaluation du débit solide total de la Loire. *C. R. Acad. Sci. Paris*. **252**: 1543-1545.
- Berthois, L.** 1971. Les transports sédimentaires et l'érosion dans le bassin de la Loire. *Etudes Ligériennes*. **11**: 50-69.
- Bertoldi.** 2005. *River bifurcations*, University of Trento, Trento. 141p.

- Bertoldi, W. et Tubino, M.** 2005. Bed and bank evolution of bifurcating channels. *Water Resour. Res.* **41**: W07001.
- Bertoldi, W. et Tubino, M.** 2007. River bifurcations: experimental observations on equilibrium configurations. *Water Resour. Res.* **43**: W10437.
- Bertoldi, W., Zanoni, L., Miori, S., Repetto, R. et Tubino, M.** 2009. Interaction between migrating bars and bifurcations in gravel-bed rivers. *Water Resour. Res.* **45**: W06418.
- Best, J. L.** 1987. Flow dynamics at river channel confluences: implications for sediment transport and bed morphology. In: *Recent developments in fluvial sedimentology* (Eds Ethridge, F. G., Flores, R. M. et Harvey, M. D.), SEPM Special Publications, **39**, 27-35p.
- Best, J. L. et Kostaschuk, R. A.** 2002. An experimental study of turbulent flow over a low-angle dune. *J. Geophys. Res.* **107**: 3135.
- Best, J. L., Ashworth, P. J., Bristow, C. S. et Roden, J.** 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research.* **73**: 516-530.
- Bhuiyan, F., Hey, R. D. et Wormleaton, P. R.** 2007. Hydraulic evaluation of W-weir for river restoration. *J. Hydraul. Eng.* **133**: 596.
- Bhuiyan, F., Hey, R. D. et Wormleaton, P. R.** 2009. Effects of vanes and w-weir on sediment transport in meandering channels. *J. Hydraul. Eng.* **135**: 339.
- Biron, P. M. et Lane, S. N.** 2008. Modelling hydraulics and sediment transport at river confluences. In: *River conferences, tributaries and the fluvial network* (Eds Rice, S. P., Roy, A. G. et Rhoads, B. L.), John Wiley and Sons, Ltd, Chichester. 17-44p.
- Bittner, L. D.** 1994. *River bed response to channel width variations: Theory and experiments*, University of Illinois, Urbana-Champaign.
- Blanchard, C.** 2007. *Qualité des cours d'eau du bassin de la Loire (ions majeurs et nutriments): évolution, régionalisation et modélisation*, Université François Rabelais de Tours, Tours, France. 220p.
- Blondeaux, P. et Seminara, G.** 1985. A unified bar-bend theory of river meanders. *Journal of Fluid Mechanics.* **157**: 449-470.
- Boiten, W.** 2003. *Hydrometry*. Taylors and Francis, 246p.
- Bolla Pittaluga, M., Repetto, R. et Tubino, M.** 2003. Channel bifurcation in braided rivers: Equilibrium configurations and stability. *Water Resour. Res.* **39**: 1046-1059.

- Booker, D. J., Sear, D. A. et Payne, A. J.** 2001. Modelling three-dimensional flow structures and patterns of boundary shear stress in a natural pool-riffle sequence. *Earth Surface Processes and Landforms*. **26**: 553-576.
- Bravard, J. P., Amoros, C., Pautou, G., Bornette, G., Bournaud, M., Creuzé Des Châtelliers, M., Gibert, J., Peiry, J. L., Perrin, J. F. et Tachet, H.** 1997. River incision in south east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated rivers: research and management*. **13**: 75-90.
- Bravard, J. P. et Petit, F.** 1997. *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Armand Colin. Masson, Paris. 222p.
- Bridge, J. S. et Jarvis, J.** 1982. The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology*. **29**: 499-541.
- Bridge, J. S. et Bennett, S. J.** 1992. A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes, and densities. *Water Resour. Res.* **28**: 337-363.
- Bridge, J. S. et Gabel, S. L.** 1992. Flow and sediment dynamics in a low sinuosity, braided river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology*. **39**: 125-142.
- Bridge, J. S.** 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. In: *Braided Rivers* (Eds Best, J. L. et Bristow, C. S.), Geological Society Special Publication, London. 13-71p.
- Bridge, J. S.** 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell, Oxford. 491p.
- Bristow, C. S.** 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. In: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Eds Ethridge, F. G., Flores, R. M. et Harvey, M. D.), SEPM, Special Publications, **39**, 63-74p.
- Brossé, R.** 1982. *Les processus sédimentaires dans le fleuve Loire*, Université d'Angers, Angers, France. 350p.
- Bulle, H.** 1926. Untersuchungen über die Geschiebeableitung bei der Spaltung von Wasserläufen. *VDI Verlag*.
- Bunte, K., Abt, S. R., Potyondy, J. P. et Ryan, S. E.** 2004. Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. *J. Hydraul. Eng.* **130**: 879.
- Burge, L. M.** 2006. Stability, morphology and surface grain size patterns of channel bifurcation in gravel-cobble bedded anabranching rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*. **31**: 1211-1226.
- Callander, R. A.** 1969. Instability and river channels. *Journal of Fluid Mechanics*. **36**: 465-480.

- Carey, W. P.** 1985. Variability in measured bedload transport rates. *Journal of the American Water Resources Association*. **21**: 39-48.
- Carling, P. A., Golz, E., Orr, H. G. et Radecki-Pawlik, A.** 2000a. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology. *Sedimentology*. **47**: 227-252.
- Carling, P. A., Williams, J. J., Golz, E. et Kelsey, A. D.** 2000b. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport. *Sedimentology*. **47**: 253-278.
- Chappell, A., Heritage, G. L., Fuller, I. C., Large, A. R. G. et Milan, D. J.** 2003. Geostatistical analysis of ground-survey elevation data to elucidate spatial and temporal river channel change. *Earth Surface Processes and Landforms*. **28**: 349-370.
- Charlot, F., Falourd, B., Vivier, N. et Xouillot, T.** 1995. *Historique des protections contre les crues de la Loire. Section Orléans-Angers*, Direction régionale de l'équipement centre,
- Chen, J., Wang, Z., Li, M., Wei, T. et Chen, Z.** 2011. Bedform characteristics during falling flood stage and morphodynamic interpretation of the middle-lower Changjiang (Yangtze) River channel, China. *Geomorphology*. **147-148**: 18-26.
- Church, M. et Jones, D.** 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: *Gravel-Bed Rivers* (Eds Hey, R. D., Bathurst, J. C. et Thorne, C. R.), John Wiley and Sons, Chichester. 291-338p.
- Claude, N., Rodrigues, S. et Braud, S.** 2008. *Suivi de l'état physique du lit la Loire au cours d'opérations de restauration et d'entretien. Guide Méthodologique*. ISBN: 978-2-11-098556-9, DREAL Centre, 75p.
- Cluett, L.** 2005. The role of flooding in morphological changes in the regulated Lower Ord River in tropical northwestern Australia. *River Research and Applications*. **21**: 215-227.
- Coleman, J. M.** 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*. **3**: 129-239.
- Colombini, M., Seminara, G. et Tubino, M.** 1987. Finite-amplitude alternate bars. *Journal of Fluid Mechanics*. **181**: 213-232.
- Corillon, R.** 1982. *Flore et végétation de la vallée de la Loire (cours occidental de l'Orléanais à l'estuaire)*. Paris. 736 + 355p.
- Cornell, C. A.** 1972. First order analysis of model and parameter uncertainty. In: *Proceedings of the International Symposium on Uncertainties in Hydrology and Water Resources Systems*, University of Arizona, Tucson. **3**, 1245-1272p.

- Cornier, T.** 2002. *La végétation alluviale de la Loire entre le Charolais et l'Anjou: essai de modélisation de l'hydrosystème*, Université François Rabelais de Tours, Tours, France. 228p.
- Costa, J. E. et O'connor, J. E.** 1995. Geomorphically effective floods. In: *Natural and anthropogenic influences in fluvial geomorphology* (Eds Costa, J. E., et al.), American geophysical union, **89**, 89-104p.
- Crosato, A. et Mosselman, E.** 2009. Simple physics-based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding. *Water Resour. Res.* **45**: W03424.
- Csoma, J.** 1973. Reliability of bed-load sampling. In: *International symposium on river mechanics*, Bangkok, Thailand. 97-107p.
- Dacharry, M.** 1974. *Hydrologie de la Loire en amont de Gien*. Paris. 620p.
- Dacharry, M.** 1996. Les grandes crues historiques de la Loire. *La Houille Blanche*. **6-7**: 47-53.
- Dalrymple, R. W.** 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*. **31**: 365-382.
- Dalrymple, R. W. et Rhodes, R. N.** 1995. Estuarine dunes and bars. In: *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in sedimentology* (Eds Perillo, G. M. E.), Elsevier, **53**, 359-422p.
- Dambre, J. L. et Malaval, P.** 1993. *Evaluation des conditions de poursuite de la politique de limitation des extractions de matériaux dans le Lit de la Loire du Bec d'Allier à Nantes*, Mission d'inspection des services de navigation - Mission d'inspection spécialisée de l'environnement, Paris. 58p.
- Dargahi, B.** 2004. Three-dimensional flow modelling and sediment transport in the River Klarälven. *Earth Surface Processes and Landforms*. **29**: 821-852.
- De Heer, A. et Mosselman, E.** 2004. Flow structure and bedload distribution at alluvial diversions. In: *River Flow 2004*, Taylor & Francis, Naples, Italy. 801-806
- De Linares, M.** 2007. *Modélisation numérique bidimensionnelle du transport solide et de la dynamique fluviale. Validation sur deux sites en Loire et sur l'Arc.*, Université Joseph Fourier - Grenoble I - Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France. 159p.
- De Serres, B., Roy, A. G., Biron, P. M. et Best, J. L.** 1999. Three-dimensional structure of flow at a confluence of river channels with discordant beds. *Geomorphology*. **26**: 313-335.
- De Vries, M.** 1973. On Measuring Discharge and Sediment Transport in Rivers. In: *International seminar on hydraulics of alluvial streams*, Hydraulics Laboratory, New Delhi, India.
- Debelmas, J.** 1974. *Géologie de la France*. Doin, Paris.

- Debrand-Passard, S., Macaire, J., Clozier, L. et Fleury, R.** 1998. Particularités de l'évolution du système solognot dans le bassin de la Loire au Quaternaire. corrélations possibles. *Géologie de la France*. **2**: 55-68.
- Delft Hydraulics.** 1969. *Calibration of Bed load samplers (in Dutch)*, Delft Hydraulics Laboratory,
- Détriché, S., Rodrigues, S., Macaire, J.-J., Bonté, P., Bréhéret, J.-G., Bakyono, J.-P. et Jugé, P.** 2010. Caesium-137 in sandy sediments of the River Loire (France): Assessment of an alluvial island evolving over the last 50 years. *Geomorphology*. **115**: 11-22.
- Dietrich, W. E. et Smith, J. D.** 1983. Influence of the point bar on flow through curved channels. *Water Resour. Res.* **19**: 1173-1192.
- Dietrich, W. E. et Smith, J. D.** 1984. Bed load transport in a river meander. *Water Resour. Res.* **20**: 1355-1380.
- Dinehart, R. L. et Burau, J. R.** 2005a. Averaged indicators of secondary flow in repeated acoustic Doppler current profiler crossings of bends. *Water Resour. Res.* **41**: W09405.
- Dinehart, R. L. et Burau, J. R.** 2005b. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of Hydrology*. **314**: 1-21.
- Dion, R.** 1961. *Histoire des levées de la Loire*. Paris. 312p.
- Dreano, J., Valance, A., Lague, D. et Cassar, C.** 2010. Experimental study on transient and steady-state dynamics of bedforms in supply limited configuration. *Earth Surface Processes and Landforms*. **35**: 1730-1743.
- Du Boys, M. P.** 1879. Etudes du régime du Rhône et de l'action exercée par les eaux sur un lit afond de graviers indéfiniment affouillable. *Ann. Ponts Chaussées*. **5**: 141-195.
- Duband, D.** 1996. La genèse des crues dans le bassin de la Loire. *La Houille Blanche*. **6-7**: 54-62.
- Eaton, B. C. et Lapointe, M. F.** 2001. Effects of large floods on sediment transport and reach morphology in the cobble-bed Sainte Marguerite River. *Geomorphology*. **40**: 291-309.
- Eckhardt, K.** 2008. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*. **352**: 168-173.
- Edmonds, D. A. et Slingerland, R. L.** 2007. Mechanics of river mouth bar formation: Implications for the morphodynamics of delta distributary networks. *J. Geophys. Res.* **112**: F02034.
- Eijkelkamp.** 2003. *Bedload Transport Meter Arnhem*, Giesbeek, Netherlands. 8p.
- Einstein, H. A.** 1937. Die Eichung der im Rhein Verwendeten Geschiebefeengens (Calibration of bed load samplers used on the Rhine). *Schweizer Bauzeitung*. **110**: 29-32.

- Einstein, H. A. et Barbarossa, N.** 1952. River channel roughness. *Trans. ASCE*. **117**: 1121-1146.
- Engel, P. et Lau, Y. L.** 1980. Computation of bed load using bathymetric data. *Journal of the Hydraulics Division*. **106**: 369-380.
- Engel, P. et Lau, Y. L.** 1981. Bed load discharge coefficient. *Journal of the Hydraulics Division*. **107**: 1445-1454.
- Engelund, F.** 1974. Flow and bed topography in channel bends. *Journal of the Hydraulics Division*. **100**: 1631-1648.
- Exner, F. M.** 1920. Zur Physik der Düren. *Sitzungs Berichte Akademie des Wissenschaften*. **129**:
- Exner, F. M.** 1931. Zur Dynamik der Bewegungsformen auf der Erdoberfläche. *Ergebnisse der Kosmischen Physik*. **1**: 373-445.
- Federici, B. et Paola, C.** 2003. Dynamics of channel bifurcations in noncohesive sediments. *Water Resour. Res.* **39**: 1162.
- Ferguson, R. I., Ashmore, P. E., Ashworth, P. J., Paola, C. et Prestegard, K. L.** 1992. Measurements in a braided river chute and lobe 1. Flow pattern, sediment transport, and channel change. *Water Resour. Res.* **28**: 1877-1886.
- Flemming, B. W.** 1988. Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler transportkörper. *Bochumer geologische und geotechnische arbeiten*. **29**: 44-47.
- Flemming, B. W.** 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: *Marine Sandwave Dynamics, Proceedings of an International Workshop*, Lille (France). 55-60p.
- Francken, F., Wartel, S., Parker, R. et Taverniers, E.** 2004. Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-marine letters*. **24**: 14-21.
- Fredsoe, J.** 1978. Meandering and braiding of rivers. *Journal of Fluid Mechanics*. **84**: 609-624.
- Fredsoe, J.** 1982. Shape and dimensions of stationary dunes in rivers. *Journal of the Hydraulics Division*. **108**: 932-947.
- Friedman, J. M., Osterkamp, W. R. et Lewis, W. M.** 1996. The role of vegetation and bed-level fluctuations in the process of channel narrowing. *Geomorphology*. **14**: 341-351.
- Frings, R. M. et Kleinhans, M. G.** 2008. Complex variations in sediment transport at three large river bifurcations during discharge waves in the river Rhine. *Sedimentology*. **55**: 1145-1171.
- Fuller, I. C., Large, A. R. G. et Milan, D. J.** 2003. Quantifying channel development and sediment transfer following chute cutoff in a wandering gravel-bed river. *Geomorphology*. **54**: 307-323.

- Gabel, S. L.** 1993. Geometry and kinematics of dunes during steady and unsteady flows in the Calamus River, Nebraska, USA. *Sedimentology*. **40**: 237-269.
- Gaeuman, D. et Jacobson, R. B.** 2006. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *J. Geophys. Res.* **111**: F02005.
- Gaeuman, D. et Jacobson, R. B.** 2007. Field assessment of alternative bed-load transport estimators. *J. Hydraul. Eng.* **133**: 1319.
- Garcia, M. et Nino, Y.** 1993. Dynamics of sediment bars in straight and meandering channels: experiments on the resonance phenomenon. *Journal of Hydraulic Research*. **31**: 739-761.
- Gaweesh, M. T. K. et Van Rijn, L. C.** 1994. Bed-load sampling in sand-bed rivers. *J. Hydraul. Eng.* **120**: 1364-1384.
- Gigout, M.** 1975. Sur l'histoire du coude de la Loire au Villafranchien (sens large) et au Quaternaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*. **280**: 1653-1656.
- Gilvear, D. J. et Bravard, J. P.** 1993. Dynamique fluviale. In: *Hydrosystèmes fluviaux* (Eds Amoros, C. et Petts, G. E.), Masson, Paris. 61-82p.
- Gomez, B. et Church, M.** 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resour. Res.* **25**: 1161.
- Gomez, B., Naff, R. L. et Hubbell, D. W.** 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. **14**: 135-156.
- Gomez, B., Hubbell, D. W. et Stevens, H. H., Jr.** 1990. At-a-Point Bed Load Sampling in the Presence of Dunes. *Water Resour. Res.* **26**: 2717.
- Gonzales, A. L., Nonner, J., Heijkers, J. et Uhlenbrook, S.** 2009. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*. **13**: 2055-2068.
- Grelon, J.** 1976. *Contribution à une étude écologique et dynamique de la végétation des grèves et des îles de la Loire, à Vouvray (Indre-et-Loire) et à St Jean-de-la-Croix (Maine-et-Loire)*. Paris sud - Orsay. 125p.
- Grivel, S.** 2008. *La Loire des îles, du Bec d'Allier à Gien: rythmes d'évolution et enjeux de gestion*, Université Paris VIII, Paris, France. 510p.
- Grosbois, C.** 1998. *Géochimie des eaux de la Loire: contributions naturelles et anthropiques. Quantification de l'érosion*, Université François Rabelais de Tours, Tours, France. 232p.
- Habersack, H. M. et Laronne, J. B.** 2002. Evaluation and improvement of bed load discharge formulas based on Helley–Smith sampling in an alpine gravel bed river. *J. Hydraul. Eng.* **128**: 484.

- Ham, D. G. et Church, M.** 2000. Bed-material transport estimated from channel morphodynamics: Chilliwack River, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*. **25**: 1123-1142.
- Hamamori, A.** 1962. *A theoretical investigation on the fluctuation of bedload transport*, Delft Hydraulic Laboratory,
- Harbor, D. J.** 1998. Dynamics of bedforms in the lower Mississippi River. *Journal of Sedimentary Research*. **68**: 750-762.
- Hardy, R. J., Lane, S. N. et Yu, D.** 2011. Flow structures at an idealized bifurcation: a numerical experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*. **36**: 2083–2096.
- Hey, R. D. et Thorne, C. R.** 1975. Secondary flows in river channels. *Area*. **7**: 191-195.
- Hey, R. D.** 1978. Determinate hydraulic geometry of river channels. *Journal of the Hydraulics Division*. **104**: 869-885.
- Hoekstra, P., Bell, P., Van Santen, P., Roode, N., Levoy, F. et Whitehouse, R.** 2004. Bedform migration and bedload transport on an intertidal shoal. *Continental Shelf Research*. **24**: 1249.
- Howard, A. D.** 1996. Modelling channel evolution and floodplain morphology. In: *Floodplain processes* (Eds Anderson, M. G., Walling, E. et Bates, D.), John Wiley and Sons: Chichester, 15-62p.
- Hubbell, D. W.** 1964. *Apparatus and techniques for measuring bedload*, Geological Survey Water-Supply Paper 1748, 74p.
- Hubbell, D. W., Stevens Jr, H. H., Skinner, J. V. et Beverage, J. P.** 1985. New approach to calibrating bed load samplers. *J. Hydraul. Eng.* **111**: 677.
- Hubbell, D. W.** 1987. Bed load sampling and analysis. In: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers* (Eds Thorne, C. R., Hey, R. D., Bathurst J. S.), John Wiley and Sons, New York. 89-106p.
- Hughes, D. A.** 1980. Floodplain inundation: processes and relationships with channel discharge. *Earth Surface Processes*. **5**: 297-304.
- Ikeda, S. et Parker, G.** 1989. *River meandering*. American Geophysical Union - Water Resources Monographs 12, Washington. 489p.
- Islam, G. M. T., Kabir, M. R. et Nishat, A.** 2006. Nodal point relation for the distribution of sediments at channel bifurcation. *J. Hydraul. Eng.* **132**: 1105.
- Jackson, R. G.** 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Bulletin of the Geological Society of America*. **86**: 1523-1533.

- Jaeggi, M. N. R.** 1987. Interaction of bed load transport with bars. In: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers* (Eds Thorne, C. R., Bathurst, J. C. et Hey, R. D.), John Wiley and Sons, New York. 829-841p.
- Jerolmack, D. et Mohrig, D.** 2005. Interactions between bed forms: Topography, turbulence, and transport. *J. Geophys. Res.* **110**: F02014.
- Jodeau, M.** 2007. *Morphodynamique d'un banc de galets en rivière aménagée lors de crues*, Université Claude Bernard Lyon I, Lyon, France. 231p.
- Johnson, C. W., Hanson, C. L., Smith, J. P. et Engleman, R. L.** 1977. Helley-Smith bed load samplers. *Journal of the Hydraulics Division.* **103**: 1217-1221.
- Johnson, P. A., Hey, R. D., Brown, E. R. et Rosgen, D. L.** 2002. Stream restoration in the vicinity of bridges. *Journal of the American Water Resources Association.* **38**: 55-67.
- Jugaru Tiron, L., Le Coz, J., Provansal, M., Panin, N., Raccasi, G., Dramais, G. et Dussouillez, P.** 2008. Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. *Geomorphology.* **106**: 186-197.
- Julien, P. Y. et Klaassen, G. J.** 1995. Sand-dune geometry of large rivers during floods. *J. Hydraul. Eng.* **121**: 657-663.
- Julien, P. Y., Klaassen, G. J., Ten Brinke, W. B. M. et Wilbers, A. W. E.** 2002. Case Study: Bed Resistance of Rhine River during 1998 Flood. *J. Hydraul. Eng.* **128**: 1042-1050.
- Kalinske, A. A.** 1947. Movement of sediment as bed load in rivers. *Transactions of the American Geophysical Union.* **28**: 615-620.
- Keller, E. A.** 1971. Areal sorting of bed-load material: the hypothesis of velocity reversal. *Bulletin of the Geological Society of America.* **82**: 753-756.
- Kinoshita, R. et Miwa, H.** 1974. River channel formation which prevents downstream translation of transverse bars (in Japanese). *Shinsabo.* **94**: 12-17.
- Kiss, T. et Sipos, G.** 2007. Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology.* **84**: 209-221.
- Klaassen, G. J. et Masselink, G.** 1992. Planform changes of a braided river with fine sand as bed and bank material. In: *Proceedings 5th International Symposium on River Sedimentation*, Karlsruhe, Germany. 459-471p.
- Kleinhans, M. G.** 2001. The key role of fluvial dunes in transport and deposition of sand-gravel mixtures, a preliminary note. *Sedimentary Geology.* **143**: 7-13.

- Kleinhans, M. G. et Ten Brinke, W. B. M.** 2001. Accuracy of Cross-Channel Sampled Sediment Transport in Large Sand-Gravel-Bed Rivers. *J. Hydraul. Eng.* **127**: 258-270.
- Kleinhans, M. G. et Van Rijn, L. C.** 2002. Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *J. Hydraul. Eng.* **128**: 412-426.
- Kleinhans, M. G., Wilbers, A. W. E., De Swaaf, A. et Van Den Berg, J. H.** 2002. Sediment supply-limited bedforms in sand-gravel bed rivers. *Journal of sedimentary Research.* **72**: 629-640.
- Kleinhans, M. G., Wilbers, A. W. E. et Brinke, W. B. M.** 2007. Opposite hysteresis of sand and gravel transport upstream and downstream of a bifurcation during a flood in the River Rhine, the Netherlands. *Netherlands Journal of Geosciences.* **86**: 273-285.
- Kleinhans, M. G., Jagers, H. R. A., Mosselman, E. et Sloff, C. J.** 2008. Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models. *Water Resour. Res.* **44**: W08454.
- Kleinhans, M. G.** 2010. Sorting out river channel patterns. *Progress in Physical Geography.* **34**: 287-326.
- Kleinhans, M. G. et Van Den Berg, J. H.** 2011. River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method. *Earth Surface Processes and Landforms.* **36**: 721-738.
- Knaapen, M., Van Bergen Henegouw, C. et Hu, Y.** 2005. Quantifying bedform migration using multi-beam sonar. *Geo-Marine Letters.* **25**: 306-314.
- Knighton, D.** 1998. *Fluvial forms and processes: a new perspective.* Oxford University. 383p.
- Kostaschuk, R. A., Church, M. A. et Luternauer, J. L.** 1989. Bedforms, bed material, and bedload transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences.* **26**: 1440-1452.
- Lane, S. N., Bradbrook, K. F., Richards, K. S., Biron, P. M. et Roy, A. G.** 2000. Secondary circulation cells in river channel confluences: measurement artefacts or coherent flow structures? *Hydrological Processes.* **14**: 2047-2071.
- Latapie, A.** 2011. *Modélisation de l'évolution morphologique d'un lit alluvial: exemple de la Loire Moyenne,* Universté François Rabelais de Tours, Tours, France. 279p.
- Leclair, S. F. et Bridge, J. S.** 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research.* **71**: 713-716.
- Leopold, L. B. et Wolman, M. G.** 1957. *River channel patterns: braided, meandering, and straight.* United States Geophysical Survey, Professional Paper 262-B,

- Lewin, J.** 1976. Initiation of bed forms and meanders in coarse-grained sediment. *Bulletin of the Geological Society of America*. **87**: 281-285.
- Lisle, T. E., Ikeda, H. et Iseya, F.** 1991. Formation of stationary alternate bars in a steep channel with mixed-size sediment: A flume experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*. **16**: 463-469.
- Lisle, T. E., Iseya, F. et Ikeda, H.** 1993. Response of a channel with alternate bars to a decrease in supply of mixed-size bed load: a flume experiment. *Water Resour. Res.* **29**: 3623-3629.
- Liu, Y., Métivier, F., Lajeunesse, E., Lancien, P., Narteau, C., Ye, B. et Meunier, P.** 2008. Measuring bedload in gravel-bed mountain rivers: averaging methods and sampling strategies. *Geodinamica Acta*. **21**: 81-92.
- Luchi, R., Hooke, J. M., Zolezzi, G. et Bertoldi, W.** 2010a. Width variations and mid-channel bar inception in meanders: River Bollin (UK). *Geomorphology*. **119**: 1-8.
- Luchi, R., Zolezzi, G. et Tubino, M.** 2010b. Modelling mid-channel bars in meandering channels. *Earth Surface Processes and Landforms*. **35**: 902-917.
- Macaire, J., Gay-Ovejero, I., Bacchi, M., Cocirta, C., Patryl, L. et Rodrigues, S.** (Soumis). Petrography of the Loire River sands (France) as a past and present environment indicator. *Journal of Sedimentary Research*.
- Magilligan, F. J.** 1992. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. *Geomorphology*. **5**: 373-390.
- Magilligan, F. J., Phillips, J. D., James, L. A. et Gomez, B.** 1998. Geomorphic and sedimentological controls on the effectiveness of an extreme flood. *The Journal of geology*. **106**: 87-96.
- Marti, C. et Bezzola, G. R.** 2006. Bed load transport in braided gravel-bed rivers. In: *Braided Rivers Process, Deposits, Ecology and Management* (Eds Sambrook Smith, G. H., Best, J. B., Bristow, C.S., Petts, G.E.), Special publication - International association of sedimentologists, **36**, 199-215p.
- Mclean, D. G., Church, M. et Tassone, B.** 1999. Sediment transport along lower Fraser River: 1. Measurements and hydraulic computations. *Water Resour. Res.* **35**: 2533-2548.
- McLelland, S. J., Ashworth, P. J. et Best, J. L.** 1994. *Velocity Correction Methods in Open Channels: Description, Critique and Recommendations*, Consultancy Report for FAP24, Dhaka, Bangladesh.
- McLelland, S. J., Ashworth, P. J., Best, J. L., Roden, J. et Klaassen, G. J.** 1999. Flow Structure and Transport of Sand-Grade Suspended Sediment around an Evolving Braid Bar, Jamuna River, Bangladesh. In: *Fluvial Sedimentology VI: International Association of Sedimentologists, Special Publication 28* (Eds Smith, N. D. et Rogers, J.), Blackwell Publishing Ltd., 43-57p.

- Meyer-Peter, E., Favre, H. et Einstein, A.** 1934. Neuere Versuchsergebnisse über den Geschiebetrieb. *Schweizerische Bauzeitung*. **103**: 147-150.
- Meyer-Peter, E.** 1937. Discussion of "Appareil pour le jaugeage du débit solide entraîné sur le fond du cours d'eau". *Int. Assoc. Hydraul. Structures Res.* 113-116.
- Meyer-Peter, E. et Muller, R.** 1948. Formulas for bed-load transport. In: *Proceedings 2nd Meeting International Association of Hydraulic Research*, Stockholm. **3**, 39-64p.
- Milan, D. J., Heritage, G. L., Large, A. R. G. et Charlton, M. E.** 2001. Stage dependent variability in tractive force distribution through a riffle-pool sequence. *Catena*. **44**: 85-109.
- Milan, D. J., Heritage, G. L. et Hetherington, D.** 2007. Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*. **32**: 1657-1674.
- Milan, D. J., Heritage, G. L., Large, A. R. G. et Fuller, I. C.** 2011. Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*. **125**: 160-171.
- Millar, R. G.** 1999. Grain and form resistance in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Research*. **37**: 303-312.
- Miori, S., Repetto, R. et Tubino, M.** 2006. A one-dimensional model of bifurcations in gravel bed channels with erodible banks. *Water resour. res.* **42**: W11413.
- Miori, S., Hardy, R. J. et Lane, S. N.** 2012. Topographic forcing of flow partition and flow structures at river bifurcations. *Earth Surface Processes and Landforms*. **37**: 666-679.
- Mohrig, D. et Smith, J. D.** 1996. Predicting the migration rates of subaqueous dunes. *Water Resour. Res.* **32**: 3207-3217.
- Mosley, M. P.** 1976. An experimental study of channel confluences. *The Journal of Geology*. **4**: 535-562.
- Mosley, M. P.** 1982. Analysis of the effect of changing discharge on channel morphology and instream uses in a braided river, Ohau River, New Zealand. *Water Resour. Res.* **18**: 800-812.
- Mosley, M. P.** 1983. Response of braided rivers to changing discharge. *Journal of Hydrology*. **22**: 18-67.
- Mosley, P. et Jowett, I.** 1999. River morphology and management in New Zealand. *Progress in Physical Geography*. **23**: 541-565.
- Moss, J. H. et Kochel, R. C.** 1978. Unexpected geomorphic effects of the Hurricane Agnes storm and flood, Conestoga drainage basin, southeastern Pennsylvania. *The Journal of Geology*. **86**: 1-11.

- Mosselman, E. et Sloff, K.** 2008. The importance of floods for bed topography and bed sediment composition: numerical modelling of Rhine bifurcation at Pannerden. In: *Gravel-Bed River VI: From process understanding to river restoration* (Eds Habersack, H., Piégay, H. et Rinaldi, M.), Elsevier, 161-179p.
- Nanson, G. C. et Knighton, A. D.** 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth surface processes and landforms*. **21**: 217-239.
- Neary, V. S. et Odgaard, A. J.** 1993. Three-dimensional flow structure at open-channel diversions. *J. Hydraul. Eng.* **119**: 1223-1230.
- Neary, V. S. et Sotiropoulos, F.** 1996. Numerical investigation of laminar flows through 90-degree diversions of rectangular cross-section. *Computers and fluids*. **25**: 95-118.
- Neary, V. S., Sotiropoulos, F. et Odgaard, A. J.** 1999. Three-dimensional numerical model of lateral-intake inflows. *J. Hydraul. Eng.* **125**: 126-140.
- Nelson, J. M. et Smith, J. D.** 1989. Flow in meandering channels with natural topography. In: *River meandering* (Eds Ikeda, S. et Parker, G.), American Geophysical Union - Water Resources Monographs 12, Washington. 69-102p.
- Nelson, J. M.** 1990. The initial instability and finite-amplitude stability of alternate bars in straight channels. *Earth Science Reviews*. **29**: 97-115.
- Nicholas, A. P.** 2000. Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology*. **36**: 89-106.
- Paarlberg, A. J., Dohmen-Janssen, C. M., Hulscher, S. J. M. H., Termes, P. et Schielen, R.** 2010. Modelling the effect of time-dependent river dune evolution on bed roughness and stage. *Earth Surface Processes and Landforms*. **35**: 1854-1866.
- Paola, C. et Mohrig, D.** 1996. Palaeohydraulics revisited: palaeoslope estimation in coarse-grained braided rivers. *Basin Reserarch*. **8**: 243-254.
- Parker, G.** 1976. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics*. **76**: 457-480.
- Parker, G., Klingeman, P. C. et Mclean, D. G.** 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division*. **108**: 544-571.
- Parsons, D. R., Best, J. L., Lane, S. N., Orfeo, O., Hardy, R. J. et Kostaschuk, R.** 2007. Form roughness and the absence of secondary flow in a large confluence-difffluence, Rio Parana, Argentina. *Earth Surface Processes and Landforms*. **32**: 155-162.

- Peters, J.-J. et Sterling, A.** 1975. *Mateba 12: la méthode des dragages dirigés.*, Laboratoire de recherches hydrauliques, 11-29p.
- Peters, J.-J.** 1978. Discharge and sand transport in the braided zone of the Zaire estuary. *Netherlands J. Sea Res.* **12**: 273-292.
- Pinto Martins, D., Bravard, J. P. et Stevaux, J. C.** 2009. Dynamics of water flow and sediments in the upper Paraná River between Porto Primavera and Itaipu Dams, Brazil. *Lat. Am. j. sedimentol. basin anal.* **16**: 111-118.
- Pitlick, J. C.** 1987. Discussion of "Bedload sampling and analysis" by David Hubbell. In: *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers* (Eds Thorne, C. R., Hey, R. D., Bathurst J. S.), John Wiley and Sons, New York. 106-108p.
- Prent, M. T. H. et Hickin, E. J.** 2001. Annual regime of bedforms, roughness and flow resistance, Lillooet River, British Columbia, BC. *Geomorphology.* **41**: 369-390.
- Ramamurthy, A. S. et Satish, M. G.** 1988. Division of Flow in Short Open Channel Branches. *J. Hydraul. Eng.* **114**: 428-438.
- Rasplus, L.** 1978. *Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne*, Université d'Orléans, Orléans, France. 454p.
- Raudkivi, A. J. et Witte, H. H.** 1990. Development of bed features. *J. Hydraul. Eng.* **116**: 1063-1080.
- Recking, A.** 2010. A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resour. Res.* **46**: W03518.
- Reid, I., Frostick, L. E. et Layman, J. T.** 1985. The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms.* **10**: 33-44.
- Rennie, C. D. et Church, M.** 2010. Mapping spatial distributions and uncertainty of water and sediment flux in a large gravel bed river reach using an acoustic Doppler current profiler. *J. Geophys. Res.* **115**: F03035.
- Repetto, R. et Tubino, M.** 1999. Transition from migrating alternate bars to steady central bars in channels with variable width. In: *Proceedings of the International Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Madrid. **1**, 605-614p.
- Repetto, R., Tubino, M. et Paola, C.** 2002. Planimetric instability of channels with variable width. *Journal of Fluid Mechanics.* **457**: 79-109.
- Rhoads, B. L. et Kenworthy, S. T.** 1995. Flow structure at an asymmetrical stream confluence. *Geomorphology.* **11**: 273-293.

- Richards, K. S.** 1982. *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. The Blackurn Press, New York. 361p.
- Richardson, W. R., Thorne, C. R. et Mahmood, S.** 1996. Secondary flow and channel changes around a bar in the Brahmaputra river, Bangladesh. In: *Coherent flow structures in open channels* (Eds Ashworth, P. J., Bennet, S. J., Best, J. L. et McLelland, S. J.), John Wiley and Sons, Ltd, 519-543p.
- Richardson, W. R. et Thorne, C. R.** 1998. Secondary Currents around Braid Bar in Brahmaputra River, Bangladesh. *J. Hydraul. Eng.* **124**: 325-327.
- Richardson, W. R. et Thorne, C. R.** 2001. Multiple thread flow and channel bifurcation in a braided river: Brahmaputra-Jamuna River, Bangladesh. *Geomorphology*. **38**: 185-196.
- Rivera-Trejo, F., Vazquez-Rodriguez, J. M., Mendoza-Palacios, J. D., Estrada-Botello, M. et Soto-Cortes, G.** 2008. Sediment distribution alteration in a plain river bifurcation due to induced morphological changes. A field study. *Ingenieria Hidraulica en Mexico*. **23**: 49-63.
- Robert, A.** 1997. Characteristics of velocity profiles along riffle-pool sequences and estimates of bed shear stress. *Geomorphology*. **19**: 89-98.
- Roden, J. E.** 1998. *The sedimentology and dynamics of mega-dunes, Jamuna River, Bangladesh*, University of Leeds, Leeds. 340p.
- Rodrigues, S.** 2004. *Dynamique sédimentaire et végétation: évolution de chenaux fluviaux en Loire moyenne (France)*, Univsersté François Rabelais de Tours, Tours, France. 431p.
- Rodrigues, S., Bréhéret, J. G., Macaire, J. J., Moatar, F., Nistoran, D. et Jugé, P.** 2006. Flow and sediment dynamics in the vegetated secondary channels of an anabranching river: The Loire River (France). *Sedimentary Geology*. **186**: 89-109.
- Rodrigues, S., Bréhéret, J.-G., Macaire, J. J., Greulich, S. et Villar, M.** 2007. In channel woody vegetation controls on sedimentary processes and the sedimentary record within alluvial environments: a modern example of an anabranch of the River Loire, France. *Sedimentology*. **54**: 223-242.
- Rodrigues, S. et Claude, N.** 2010. Le transport solide de la Loire: des sédiments sans cesse en mouvement. *Géosciences*. **12**: 110.
- Rodrigues, S., Claude, N., Juge, P. et Breheret, J. G.** 2012. An opportunity to connect the morphodynamics of alternate bars with their sedimentary products. *Earth Surface Processes and Landforms*. **37**: 240-248.
- Rozovskii, I.** 1954. *Concerning the question of velocity distribution in stream bends*, DAN URSS (Report of the Academy of Sciences of the Ukraine SSR),

- Rubin, D. M. et Mcculloch, D. S.** 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*. **26**: 207-231.
- Ryan, S. E. et Porth, L. S.** 1999. A field comparison of three pressure-difference bedload samplers. *Geomorphology*. **30**: 307-322.
- Schielen, R., Doelman, A. et De Swart, H. E.** 1993. On the nonlinear dynamics of free bars in straight channels. *Journal of Fluid Mechanics*. **252**: 325-356.
- Schoklitsch, A.** 1950. *Handbuch des Wasserbaues*. Springer-Verlag, New-York.
- Schumm, S. A.** 1977. *The fluvial system*. Wiley-Interscience, New York. 338p.
- Seminara, G. et Tubino, M.** 1989. Alternate bars and meandering: free, forced and mixed interactions. In: *River meandering* (Eds Ikeda, S. et Parker, G.), American Geophysical Union - Water Resources Monographs 12, Washington. 267-320p.
- Shettar, A. S. et Murthy, K. K.** 1996. A numerical study of division of flow in open channels. *Journal of Hydraulic Research*. **34**: 651-675.
- Sime, L. C., Ferguson, R. I. et Church, M.** 2007. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. *Water Resour. Res.* **43**: W03418.
- Simons, D. B., Richardson, E. V. et Nordin, C. F.** 1965. *Bedload equation for ripples and dunes*, US Geological Survey Professional Paper 462-H,
- Sipos, G., Fiala, K. et Kiss, T.** 2008. Changes of cross-sectional morphology and channel capacity during an extreme flood event, lower Tisza and Maros Rivers, Hungary. *Journal of Env. Geogr.* **1**: 41-51.
- Smith, J. D. et Mclean, S. R.** 1977. Spatially averaged flow over a wavy surface. *J. Geophys. Res.* **82**: 1735-1746.
- Southard, J. B. et Boguchwal, L. A.** 1990. Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Research*. **60**: 658-679.
- Struiksmma, N., Olesen, K. W., Flokstra, C. et De Vriend, H. J.** 1985. Bed deformation in curved alluvial channels. *Journal of Hydraulic Research*. **23**: 57-79.
- Surian, N., Mao, L., Giacomini, M. et Ziliani, L.** 2009. Morphological effects of different channel-forming discharges in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*. **34**: 1093-1107.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Best, J. L. et Parsons, D. R.** 2007. Comparison of Fixed- and Moving-Vessel Flow Measurements with an aDp in a Large River. *J. Hydraul. Eng.* **133**: 1299-1308.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Parsons, D. R. et Best, J. L.** 2009. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences. *Water Resour. Res.* **45**: W05415.

- Tal, M. et Paola, C.** 2010. Effects of vegetation on channel morphodynamics: results and insights from laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms*. **35**: 1014-1028.
- Ten Brinke, W. B. M., Wilbers, A. W. E. et Wesseling, C.** 1999. Dune Growth, Decay and Migration Rates during a Large-Magnitude Flood at a Sand and Mixed Sand–Gravel Bed in the Dutch Rhine River System. In: *Fluvial Sedimentology VI: International Association of Sedimentologists, Special Publication 28* (Eds Smith, N. D. et Rogers, J.), Blackwell Publishing Ltd., 15-32p.
- Thomas, R. E., Parsons, D. R., Sandbach, S. D., Keevil, G. M., Marra, W. A., Hardy, R. J., Best, J. L., Lane, S. N. et Ross, J. A.** 2011. An experimental study of discharge partitioning and flow structure at symmetrical bifurcations. *Earth Surface Processes and Landforms*. **36**: 2069-2082.
- Thompson, D. M. et Wohl, E. E.** 2009. The linkage between velocity patterns and sediment entrainment in a forced-pool and riffle unit. *Earth Surface Processes and Landforms*. **34**: 177-192.
- Thorne, P. D., Hardcastle, P. J. et Soulsby, R. L.** 1993. Planform channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh. In: *Braided Rivers* (Eds Best, J. L. et Bristow, C. S.), Geological Society Special Publication, London. 257-276p.
- Tourenq, J. et Pomerol, C.** 1995. Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif Central, de l'existence d'une pré Loire-pré Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *C. R. Acad. Sci. Paris, série 2A*. **320**: 1163-1169.
- Tubino, M. et Seminara, G.** 1990. Free-forced interactions in developing meanders and suppression of free bars. *Journal of Fluid Mechanics*. **214**: 131-159.
- Tubino, M.** 1991. Growth of alternate bars in unsteady flow. *Water Resour. Res.* **27**: 37-52.
- Tubino, M., Repetto, R. et Zolezzi, G.** 1999. Free bars in rivers. *Journal of Hydraulic Research*. **37**: 759-775.
- Tubino, M. et Bertoldi, W.** 2008. Bifurcations in gravel-bed streams. In: *Gravel-Bed River VI: From process understanding to river restoration* (Eds Habersack, H., Piegay, H., Rinaldi, M.), Elsevier, 133-160p.
- Tuijnder, A. P., Ribberink, J. S. et Hulscher, S. J. M. H.** 2009. An experimental study into the geometry of supply-limited dunes. *Sedimentology*. **56**: 1713-1727.
- Valentine, E. M. et Ershadi, C.** 2003. A Laboratory Study of Alluvial Channels With Unsteady Flow. In: *IAHR Congress, Thessaloniki (Greece)*. 39-48p.
- Van Den Berg, J. H.** 1987. Bedform migration and bed-load transport in some rivers and tidal environments. *Sedimentology*. **34**: 681-698.

- Van Der Mark, C. F., Blom, A. et Hulscher, S. J. M. H.** 2008. Quantification of variability in bedform geometry. *J. Geophys. Res.* **113**: F03020.
- Van Rijn, L. C.** 1984a. Sediment transport, part I: bed load transport. *J. Hydraul. Eng.* **110**: 1431-1456.
- Van Rijn, L. C.** 1984b. Sediment transport, part III: bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraul. Eng.* **110**: 1733-1754.
- Van Rijn, L. C.** 1986. *Manual sediment transport measurements*, Delft Hydraulics Laboratory, Delft, The Netherlands.
- Van Rijn, L. C.** 1993. *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Amsterdam. 700p.
- Van Rijn, L. C.** 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *J. Hydraul. Eng.* **133**: 649-668.
- Vanoni, V. A., Brooks, N. H. et Kennedy, J. F.** 1961. *Lecture notes on sediment transportation and channel stability*, W. M. Keck Hydraulics and Water Resources Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California. 152p.
- Venditti, J. G., Church, M. et Bennett, S. J.** 2005. Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms. *Water Resour. Res.* **41**: W10423.
- Vericat, D. et Batalla, R. J.** 2005. Sediment transport in a highly regulated fluvial system during two consecutive floods (lower Ebro River, NE Iberian Peninsula). *Earth Surface Processes and Landforms.* **30**: 385-402.
- Vericat, D. et Batalla, R. J.** 2006. Sediment transport in a large impounded river: The lower Ebro, NE Iberian Peninsula. *Geomorphology.* **79**: 72-92.
- Vericat, D., Church, M. et Batalla, R. J.** 2006. Bed load bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel bed river. *Water Resour. Res.* **42**: W01402.
- Villard, P. V. et Church, M.** 2003. Dunes and associated sand transport in a tidally influenced sand-bed channel: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences.* **40**: 115-130.
- Villard, P. V. et Church, M.** 2005. Bar and dune development during a freshet: Fraser River Estuary, British Columbia, Canada. *Sedimentology.* **52**: 737-756.
- Villard, P. V., Church, M. et Kostaschuk, R.** 2005. Estimating Bedload in Sand-Bed Channels Using Bottom Tracking from an Acoustic Doppler Profiler. In: *Fluvial Sedimentology VII* (Eds Blum, M. D., Marriott, M. B. et Leclair, S. F.), Blackwell Publishing Ltd., Oxford.

- Wathen, S. J. et Hoey, T. B.** 1998. Morphological controls on the downstream passage of a sediment wave in a gravel-bed stream. *Earth Surface Processes and Landforms*. **23**: 715-730.
- Welber, M., Bertoldi, W. et Tubino, M.** 2012. The response of braided planform configuration to flow variations, bed reworking and vegetation: the case of the Tagliamento River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*. **37**: 572-582.
- Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E. et Sear, D. A.** 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*. **35**: 136-156.
- Whiting, P. J. et Dietrich, W. E.** 1991. Convective accelerations and boundary shear stress over a channel bar. *Water Resour. Res.* **27**: 783-796.
- Whiting, P. J. et Dietrich, W. E.** 1993. Experimental constraints on bar migration through bends: Implications for meander wavelength selection. *Water Resour. Res.* **29**: 1091-1102.
- Whiting, P. J.** 1997. The effect of stage on flow and components of the local force balance. *Earth Surface Processes and Landforms*. **22**: 517-530.
- Wilbers, A. W. E. et Ten Brinke, W. B. M.** 2003. The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology*. **50**: 1013-1034.
- Wilcock, P. R.** 1996. Estimating Local Bed Shear Stress from Velocity Observations. *Water Resour. Res.* **32**: 3361.
- Wilcock, P. R.** 2001. Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*. **26**: 1395-1408.
- Wilcock, P. R. et Crowe, J. C.** 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *J. Hydraul. Eng.* **129**: 120.
- Wippermann, F. K. et Gross, G.** 1986. The wind-induced shaping and migration of an isolated dune: a numerical experiment. *Boundary-Layer Meteorology*. **36**: 319-334.
- Wright, S. A. et Kaplinski, M.** 2011. Flow structures and sandbar dynamics in a canyon river during a controlled flood, Colorado River, Arizona. *J. Geophys. Res.* **116**: F01019.
- Wu, F. C. et Yeh, T. H.** 2005. Forced bars induced by variations of channel width: Implications for incipient bifurcation. *J. Geophys. Res.* **110**: F02009.
- Wu, F. C., Shao, Y. C. et Chen, Y. C.** 2011. Quantifying the forcing effect of channel width variations on free bars: Morphodynamic modeling based on characteristic dissipative Galerkin scheme. *J. Geophys. Res.* **116**: F03023.
- Yalin, M. S.** 1977. *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Toronto. 298p.

Yalin, S. 1964. Geometrical properties of sand waves. *Proc.Am.Soc.Civil Eng.* **90**: 105-119.

Yang, C. S. H. U. 1986. On Bagnold's sediment transport equation in tidal marine environments and the practical definition of bedload. *Sedimentology.* **33**: 465-486.

Yang, C. T. et Song, C. C. S. 1979. Theory of minimum rate of energy dissipation. *Journal of the Hydraulics Division.* **105**: 769-784.

Yang, S., Tan, S. et Lim, S. 2005. Flow resistance and bed form geometry in a wide alluvial channel. *Water Resour. Res.* **41**: W09419.

Zolezzi, G., Bertoldi, W. et Tubino, M. 2006. Morphological analysis and prediction of river bifurcations. In: *Braided Rivers Process, Deposits, Ecology and Management* (Eds Sambrook Smith, G. H., Best, J. B., Bristow, C.S., Petts, G.E.), Special publication - International association of sedimentologists, **36**, 233-256p.

Annexes

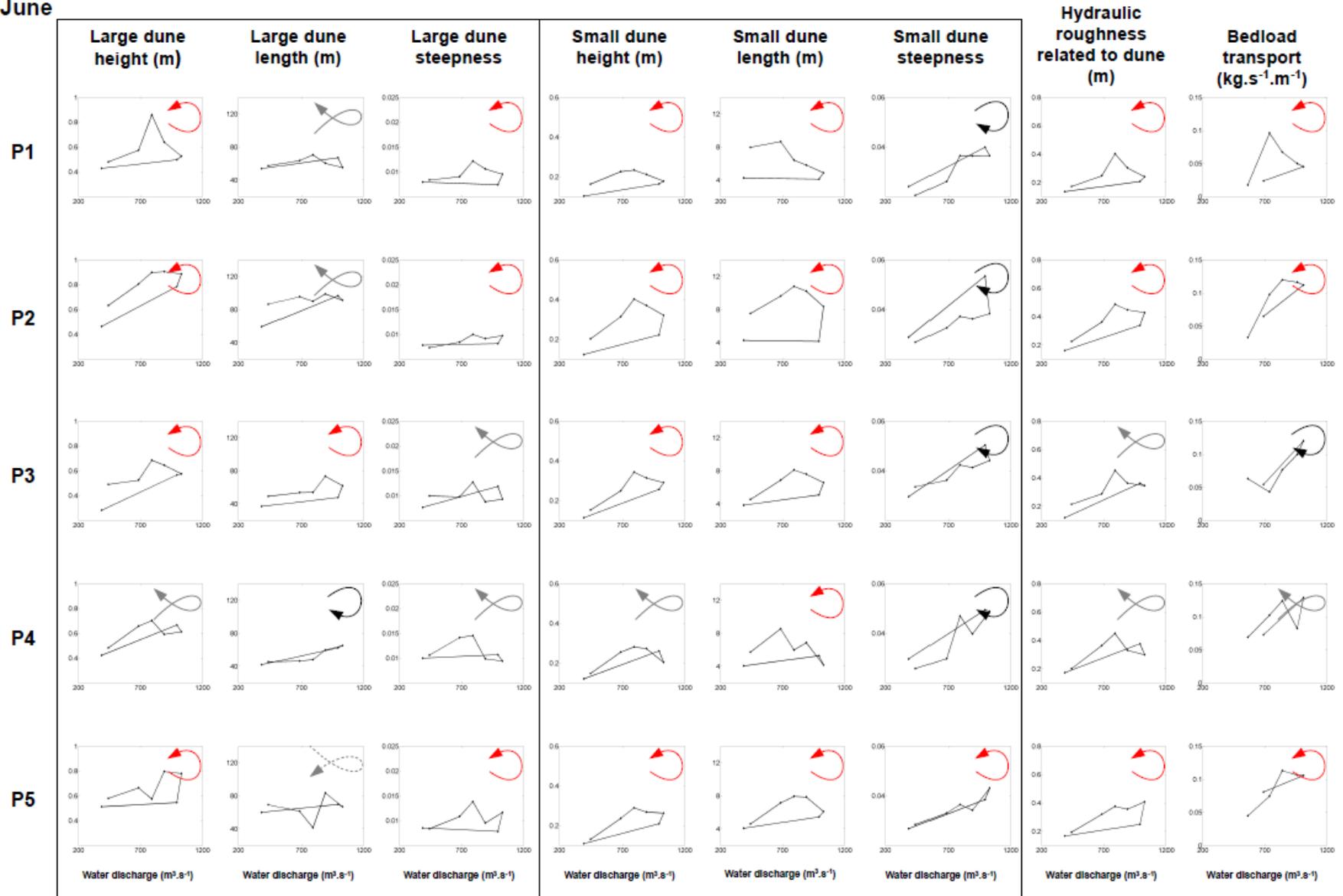
Annexe 1 Evolution morphologique des dunes (hauteur, longueur, steepness) ainsi que de la rugosité hydraulique et des taux de charriage associés aux dunes en fonction des débits

Légende

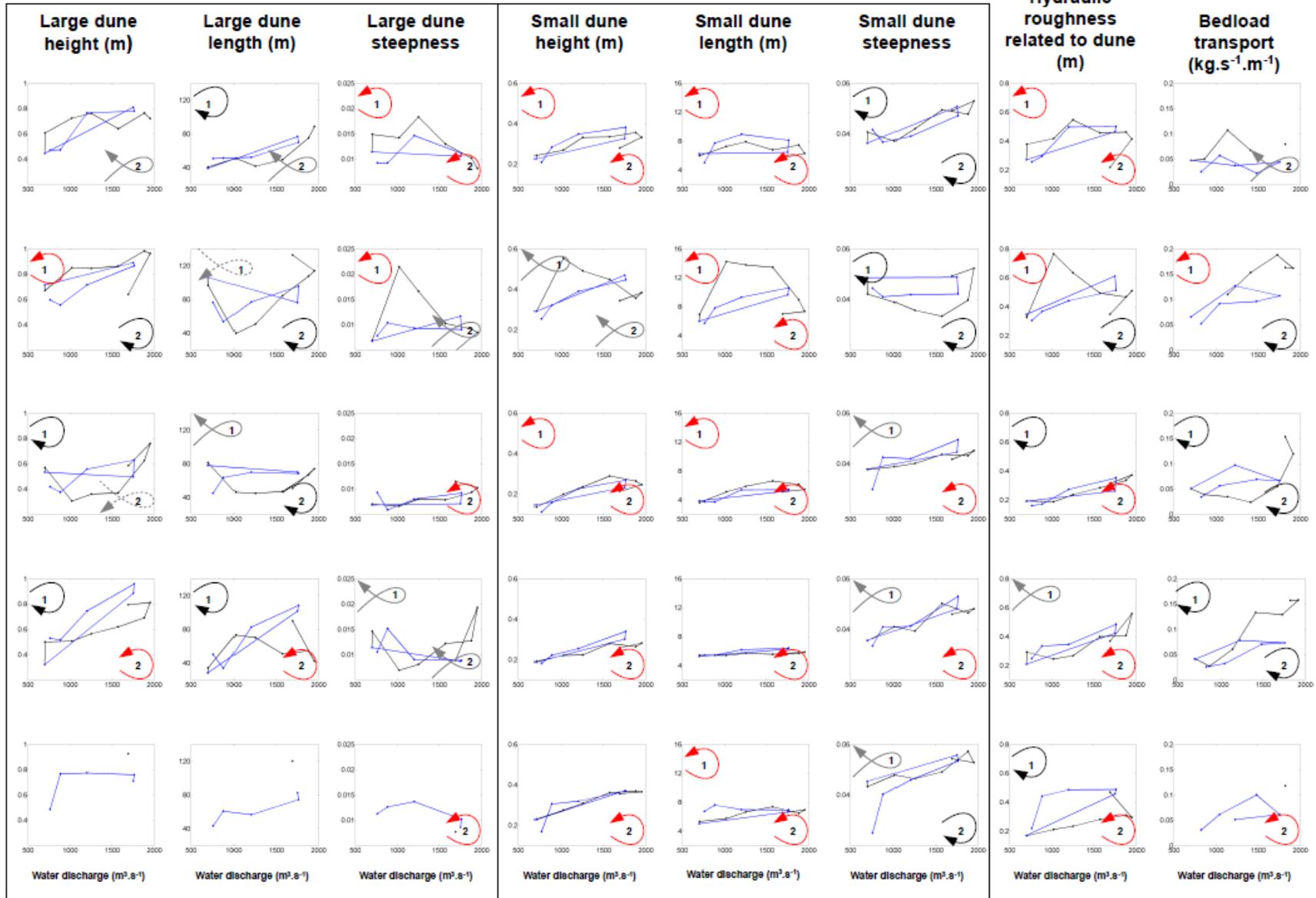
Les flèches rouges indiquent des hystérèses dans le sens antihoraire. Les flèches noires indiquent des hystérèses dans le sens horaire. Les flèches grises indiquent des hystérèses dans le sens horaire juste après le pic de crue, suivie par une augmentation de la valeur du paramètre en fin de décrue qui devient supérieure à celle observée en début d'épisode.

Dans les graphiques de décembre, les traits noirs désignent la première crue, les traits bleus désignent la seconde crue. Dans les graphiques de décembre, les notations 1 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la première crue, les notations 2 correspondent aux hystérèses rencontrées lors de la seconde crue.

June



December





Nicolas CLAUDE



Région



Centre



**Processus et flux hydro-sédimentaires en
rivière sablo-graveleuse : influence de la
largeur de section et des bifurcations en Loire
moyenne (France)**



Résumé

Une zone d'élargissement/rétrécissement (ZER) du chenal principal de la Loire moyenne (France), incluant une bifurcation asymétrique, est étudiée par courantométrie, bathymétrie multifaisceaux et jaugeages solides. Elle offre une morphologie dont l'évolution est influencée par la morphodynamique des barres sédimentaires. Les forçages induits par les variations de largeur du chenal et la configuration des barres structurent les flux liquides et solides qui, par rétroaction, conditionnent l'évolution des barres. En crue, les relations entre l'hydrodynamique, le charriage et la dynamique des dunes s'ajustent aux variations de débit et engendrent l'érosion du lit en montée des eaux puis son aggradation en décrue. En période de basses eaux, la forte mobilité des sédiments favorise une active morphogénèse. Le charriage total est estimé à 480 000 t pour 2010. La bifurcation module la structure des écoulements seulement après submersion totale du seuil d'entrée du chenal secondaire. L'exportation de la charge de fond vers l'annexe hydraulique semble facilitée par l'érosion du seuil d'entrée ainsi que par la présence d'une barre au pied de cette même marche.

Mots clés : écoulement, transport solide, dune, barre sédimentaire, variation de largeur, bifurcation, crue, basses eaux

Abstract

A widening/narrowing area (ZER) of the main channel of the middle reaches of the Loire River (France), including an asymmetrical bifurcation, are studied from hydraulic measurements, multibeam bathymetries and sediment sampling. The evolution of the ZER's morphology is influenced by the morphodynamics of bars. The forcing effects induced by channel width variations and by bars configuration determine the structure of water and sediment fluxes which affect, in turn, the bars evolution. During floods, the links between hydrodynamics, bedload transport and dunes dynamics adjust to discharges variations and cause bed erosion before the flood's peak and bed aggradation after. Due to the high sediment mobility, the low flow periods highly affect the morphological evolution of the ZER. In 2010, the total bedload transport reached 480 000 t. The bifurcation influences the flow structure only after the total submersion of the inlet step of the secondary channel. The exportation of the bed-material load toward the secondary channel becomes probably significant after the erosion of the inlet step as well as by the presence of a bar in front of this step.

Key words: flow, sediment transport, dune, sedimentary bar, width variation, bifurcation, flood, low flows