

Transport solide par charriage dans la rivière Cavaillon, Haïti

Mémoire présenté par
Anaïs POWELL

en vue de l'obtention du grade de master en
ingénieur civil des constructions

Promotrice
Sandra SOARES-FRAZÃO

Lecteurs
Olivier CARLIER D'ODEIGNE et Catherine DONEUX

Année académique 2016-2017

Remerciements

Tout d'abord, j'aimerais remercier ma promotrice Sandra Soares-Frazão pour son encadrement et sa patience tout au long de ce travail. Je remercie aussi Olivier Carlier pour son soutien, sa disponibilité et ses qualités pédagogiques.

Merci au pôle GCE et à son staff, qui m'ont accueillie chaleureusement dans leurs bureaux. Je remercie Yves Zech pour sa disponibilité, Fabian Franzini, qui est toujours disposé à aider et Ilaria Fent pour sa bonne humeur.

Je remercie Geoffrey Houbrechts et Alexandre Peeters de l'ULg qui m'ont accueillie chaleureusement lors d'une campagne de terrain à Manhay.

Je remercie les promoteurs du projet « Haïti », Sandra Soares-Frazão et Yves Zech, pour le financement de mon voyage à Haïti, ce qui m'a permis de faire mon travail de terrain. Je remercie Adermus Joseph et Gonomy Nyankona pour avoir tout arrangé sur place et ainsi permis que le voyage se déroule dans la sérénité. Je remercie tout particulièrement Bob et Edenz pour leur présence rassurante tous les jours sur le terrain et leur bonne humeur. Merci à Bob pour ses cours de créole et à Edenz pour ses cours de chant ! Merci aussi à Samson pour son aide.

Merci à Kelly Guerrier et Dominique Boisson de URGéo pour leur aide dans le domaine de la géotechnie et pour m'avoir mise en contact avec le Laboratoire National. Merci aussi à l'équipe du laboratoire pour leur accueil chaleureux. Grâce à eux, j'ai appris à me débrouiller en créole.

Je remercie mon compagnon de voyage Jean-François Macq pour son travail sur la rivière, qui a fourni une bonne base à mon travail, et pour la continuité de sa disponibilité même après la fin de son mémoire.

Enfin, j'adresse un tout grand merci à ma famille et à mes amis, qui m'ont fourni à tour de rôle un environnement propice pour étudier, des conseils avisés et tout simplement un soutien moral !

Tables des matières

Introduction.....	1
1 Présentation de la zone d'étude.....	2
1.1 Situation environnementale et régime hydrologique à Haïti.....	2
1.2 Caractéristiques du bassin versant.....	2
1.3 Données existantes et mesures effectuées.....	4
Modèle bathymétrique et mesure de sections	5
Mesures de débit	7
Granulométries de surface	8
Fouilles	8
1.4 Variabilité de la rivière.....	10
2 Construction et calibration d'un modèle hydraulique de la rivière.....	13
2.1 Présentation des codes de simulation.....	13
Simulation d'un écoulement permanent avec Axeriv	13
Simulation en transitoire avec SV1D	14
2.2 Méthodes de détermination du coefficient de Manning.....	16
2.3 Établissement du coefficient de Manning pour la rivière Cavaillon.....	19
Formules de type Manning-Strickler	20
Ferguson, 2007	21
Par calibration du modèle sur les données existantes	22
Conclusion	23
2.4 Méthodes d'interpolation de sections.....	24
2.5 Interpolations des sections de la rivière Cavaillon.....	25
Méthodes d'interpolation	25
Vérification	26
Conclusion	27
3 Transport solide.....	28
3.1 Charriage et suspension.....	28
3.2 Formules empiriques et semi-empiriques de transport solide.....	29
Du Boys, 1879	29
Le paramètre d'arrachement de Shields	30
Meyer-Peter et Müller, 1948	30
Einstein, 1950	31
Les équations modernes de transport solide	32
Recking, 2010	33
3.3 Application.....	34
4 Étude du transport solide de la rivière Cavaillon.....	35
4.1 Débits faibles.....	35
4.2 Débordements.....	36
4.3 Débits importants.....	38
Un nouveau modèle « rectiligne »	38
Modèle initial avec murs	41
4.4 Autres formules de transport.....	44
Meyer-Peter et Müller et Wong et Parker	44
Recking	44
Résultats	44
4.5 Bilan.....	45

5 Méthodes de mesure in situ du transport solide par charriage.....	47
5.1 État de l'art.....	47
Mesure du flux de transport solide	47
<i>Nasses</i>	47
<i>Pièges et trappes</i>	49
<i>Chaînes d'érosion</i>	50
<i>Méthodes acoustiques</i>	51
<i>ADCP</i>	51
Mesure de la dynamique particulaire	52
<i>Traceurs peints</i>	52
<i>Traceurs magnétiques</i>	52
<i>Traceurs avec PIT-Tags</i>	53
Évolution morphologique	53
5.2 Installation d'instruments de mesure dans la rivière Cavaillon.....	55
5.3 Bilan.....	57
Conclusion.....	59
Bibliographie.....	60
Annexe : Étude comparative des prix des traceurs.....	63

Introduction

Ce travail de fin d'études se penche sur l'étude du transport solide d'une rivière naturelle à Haïti. Quand une rivière s'écoule naturellement, elle transporte généralement un flux de sédiments. L'étude du transport solide permet de comprendre la physique de ce phénomène et de le quantifier. Il est important de passer par cette étude parce qu'il est impossible de décrire l'écoulement d'une rivière naturelle sans passer par la description de son flux solide. De plus, le transport solide d'une rivière peut avoir de grandes conséquences sur son environnement, comme par exemple les dépôts boueux que l'on observe dans les maisons qui ont subi une inondation.

La rivière Cavaillon est en effet une rivière dite « à problèmes ». Elle est entourée de champs d'agriculture ou d'habitations et quand elle sort de son lit, elle y provoque des dégâts, entre autres justement parce qu'elle semble avoir une capacité de transport importante. De plus, les conditions hydrologiques et environnementales d'Haïti ne sont pas favorables. En septembre dernier encore, l'ouragan Matthew a déferlé sur le sud du pays. De plus, les catastrophes humaines dues aux catastrophes naturelles, comme par exemple celle de cet ouragan, arrivent justement, entre autres, à cause de la mauvaise gestion du milieu fluvial.

Et pourtant, le transport solide de cette rivière a encore été très peu, voire pas du tout étudié. Le transport solide d'une rivière spécifique peut s'étudier principalement de deux façons : il se mesure ou il se modélise. Ces deux méthodes sont complémentaires, les mesures de transport solide sur le terrain permettant de calibrer ou de valider les modèles numériques réalisés. Une fois le phénomène de transport solide mieux compris et les modèles d'écoulement intégrant cette dimension, ces derniers peuvent servir à la compréhension des conséquences d'un événement hydrologique par exemple, voire les prédire.

Après avoir présenté le bassin versant de la rivière Cavaillon, un modèle sera construit et calibré sur base des données topographiques disponibles et d'un petit ensemble de mesures hydrauliques pour pouvoir étudier numériquement le transport solide de la rivière. Ce modèle permettra ensuite de faire des prédictions de débit solide dans la rivière. Enfin, l'autre aspect de la compréhension du transport solide sera abordé, celui de la mesure in situ.

Ce travail s'inscrit dans un projet beaucoup plus large de coopération universitaire au développement financé par l'ARES (Académie de Recherche et d'Enseignement Supérieur), qui vise le renforcement des capacités d'expertise de la Faculté d'Agronomie et de Médecine vétérinaire de l'Université d'État d'Haïti dans le domaine de la caractérisation des crues et de la charge sédimentaire des rivières.

1 Présentation de la zone d'étude

1.1 Situation environnementale et régime hydrologique à Haïti

La rivière Cavaillon étudiée dans le cadre ce travail de fin d'études se situe à Haïti, pays de l'archipel des Antilles dans les Caraïbes qui partage son île avec la République Dominicaine. Dans cette section, la situation environnementale d'Haïti et son régime hydrologique sont brièvement décrits, puisqu'ils ont des impacts importants sur la rivière et son fonctionnement.

Le climat haïtien tropical humide annuel est dicté par deux saisons pluvieuses d'avril à juin et de septembre à novembre avec des pics particulièrement pluvieux en octobre-novembre et en mai. Les précipitations se présentent sous forme d'averses ou pluies d'orage, on parle donc de précipitations intenses. Ces précipitations intenses provoquent des crues éclairs qui à leur tour sont causes potentielles d'importante érosion (Saint Fleur, 2015).

Haïti est aussi victime d'un taux important de déboisement. En effet, pour diverses raisons le déboisement a perduré jusqu'à aujourd'hui à Haïti depuis sa colonisation. La surface boisée correspond donc, en 2008, à 1,44 % de la superficie totale du pays, alors qu'elle couvrait plus de 80 % du pays avant le début des colonisations (Louis, 2008). La question de la déforestation se pose ici puisque la présence de surfaces boisées joue un rôle dans le cycle de l'eau ainsi que sur le ruissellement des eaux et par conséquent influence aussi l'écoulement dans les rivières. En effet, la disparition de la couverture végétale engendre un changement du régime pluvieux qui se fait sentir par plus de sécheresses et des crues plus intenses. En outre, l'absence de forêts et donc de barrières naturelles permet une érosion plus facile lors des crues et changent la morphologie de la rivière. Le déboisement est donc une des causes principales de la dégradation de l'environnement et de certaines catastrophes naturelles qui s'en suivent, comme par exemple les glissements de terrains (Alscher, 2010).

Au vu de ces constatations, la recherche de la cause réelle de la déforestation peut être poursuivie mais sort du cadre de ce travail. Notons simplement que selon Illionor Louis (Louis, 2008), si le besoin d'énergie peut constituer un élément d'explication, la cause fondamentale réside plutôt dans la marginalisation des masses rurales et les inégalités sociales très présentes dans le pays.

Plus spécifiquement, la rivière Cavaillon fait partie de la région de la province du Sud qui a été classifiée comme une région à risque très élevé pour les cyclones, inondations, sécheresses et érosion dans un rapport d'Oxfam (Mathieu et al., 2003). C'est d'ailleurs la région la plus humide du pays. Le bassin versant de la rivière a une pluviométrie annuelle moyenne de 1300mm (Saint Fleur, 2015). Enfin, le débit moyen répertorié pour la rivière Cavaillon est de $8\text{m}^3/\text{s}$ (BCEOM, 2006).

1.2 Caractéristiques du bassin versant

La région sujette à étude dans ce travail est un bassin versant du département de la Grand'Anse et de la province du Sud d'Haïti (figure 1.1). Le bassin versant d'une rivière est la superficie totale drainée par la dite rivière. La rivière Cavaillon prend sa source dans le massif de la Hotte, est longue de 49 km et a son embouchure dans la mer des Caraïbes. Le bassin versant de la rivière Cavaillon (figure 1.2) a une superficie totale de 400 km^2 (BCEOM, 2006).

Le tronçon étudié, de 25 km de long, se situe entre le déversoir de Dory et Grand Place (figure 1.3). Plus précisément, dans le cadre de ce travail, ce sont les 8 premiers kilomètres de ce tronçon qui sont étudiés car au point kilométrique 8 (PK 8,76 plus exactement), il y a un

premier affluent. En effet, dans le cadre de simulations à partir de mesures de débits et de hauteurs d'eau disponibles, il est impossible de prendre en compte cet affluent pour lequel le débit n'est pas connu.



Figure 1.1: Carte d'Haïti. Zoom sur le bassin versant de la rivière Cavaillon

Source : © Rémi Kaupp, CC-BY-SA, Wikimedia Commons
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Haïti_topographic_map-fr.png

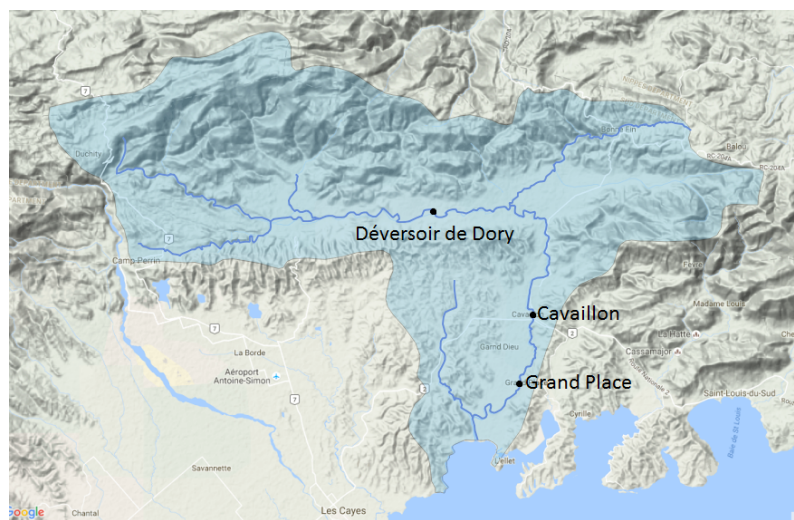


Figure 1.2: Bassin versant de la rivière Cavaillon

Source du fond de carte: Map data © 2016 Google Physical

Le déversoir de Dory est une section de contrôle et de bons instruments permettent de connaître le débit dans la rivière, d'où ce choix comme section initiale du modèle. Grand Place est la dernière section du modèle parce qu'elle est considérée suffisamment loin de l'embouchure pour ne pas être affectée par la marée, ce qui n'est plus garanti à l'aval de Grand Place.

Le tronçon étudié de la rivière Cavaillon est une rivière à méandres avec des changements morphologiques importants dus aux crues intenses. Cet aspect de la rivière est discuté plus en détail à la section 1.4.



Figure 1.3: Déversoir de Dory (à gauche). Grand Place (à droite)

Enfin, il est important de caractériser le milieu environnant la rivière. Comme le montre la première photographie de la figure 1.7, le type de sédiment que l'on peut trouver dans la rivière est évident : on a à priori un sédiment assez grossier. Dans la section 1.3, le détail des granulométries (distribution statistique des tailles des sédiments d'un échantillon) mesurées sera décrit. Sur la photographie du centre qui montre plus généralement le lit majeur de la rivière, on peut voir la proximité des terrains utilisés pour l'agriculture. Enfin sur la troisième photographie, l'utilisation de la rivière comme source d'irrigation est visible avec la présence du canal d'irrigation (à sec dans ce cas-ci). Ces canaux sont visibles à peu près tout au long de la rivière.



Figure 1.4: Rivière Cavaillon, aux environs du PK1.333

Sur le tronçon étudié, le paysage est donc majoritairement plat avec présence d'agriculture dans le lit majeur. Les conséquences néfastes d'un débordement du lit mineur sont donc imaginables et inévitables, sans parler de la proximité des habitations et des populations locales.

1.3 Données existantes et mesures effectuées

Cette section présente toutes les données, quel que soit leur type, dont nous disposons à propos de la rivière Cavaillon. De plus, certaines mesures se sont rajoutées à cet ensemble de données grâce à une campagne de terrain effectuée dans le cadre de ce travail. La méthodologie pour la prise de mesures est alors aussi décrite.

Modèle bathymétrique et mesure de sections

Un modèle bathymétrique de rivière est un modèle qui représente la topographie d'une rivière en incluant donc le niveau du fond même s'il est sous eau.

Avant le début de ce travail, 95 sections de rivières avaient déjà été mesurées au GPS. Une quinzaine de sections ont été rajoutées au modèle grâce au travail de terrain. On définit une section de rivière comme étant un plan vertical qui intersecte perpendiculairement le cours de la rivière. Elle est parcourue de sa rive gauche à sa rive droite. Avec une série de telles sections, on peut construire un modèle bathymétrique de la rivière. Dans la première partie de cette section, le fonctionnement du géo-référencement et le matériel utilisé pour mesurer les coordonnées topographiques le long et dans le lit de la rivière sont décrits.

Pour commencer avec rigueur, il faut savoir que le GPS (Global Positioning System) est un type de GNSS (Global Navigation Satellite System). Le GNSS est un système de satellites et de stations de contrôle qui permet de fournir des informations de positions précises de par le monde. Le GPS est un tel système développé et opéré par le gouvernement des États-Unis. Dans le cadre de ce travail, un GPS a été utilisé, plus précisément un GPS différentiel (DGPS) qui utilise de plus la technologie RTK (Real-Time Kinematic). Le fait que le GPS est différentiel veut dire que la mesure de position se fait en référence à une station de base, on parle donc de base et de mobile. La station de base est placée sur un point dont les coordonnées topographiques sont connues et le mobile permet de mesurer des points par rapport à la base. Pour mesurer les coordonnées topographiques d'un point, il faut se déplacer à l'endroit voulu avec le mobile. Les deux stations communiquent par une antenne radio (dans ce cas-ci). Cette technique permet déjà de gagner de la précision : on passe à une précision de l'ordre du mètre alors qu'avec le simple GPS on atteint une précision de l'ordre de la dizaine de mètres. En effet, le DGPS permet de réduire considérablement l'erreur due aux interférences de l'atmosphère avec la transmission des signaux satellites. Comme la station de base connaît ses coordonnées, elle établit une liste de corrections à faire grâce à la mesure faite de sa propre position par GPS. Elle peut ainsi permettre de corriger la mesure faite au niveau du mobile. La technologie RTK permet la récupération de données encore plus précises, de l'ordre du centimètre, grâce à l'élimination de l'erreur due au matériel utilisé et à la réflexion des signaux sur le relief environnant. En effet, même en bougeant, la technologie RTK fonctionnant en temps réel (d'où son nom) calcule la distance entre la station de base et le mobile à partir du déphasage de l'onde porteuse, qui possède une longueur d'onde bien inférieure à celle du code PRN (Pseudo Random Noise) utilisé par le DGPS pour calculer la distance aux satellites, permettant donc une précision accrue (Trimble, 2007). Les outils utilisés sur le terrain en Haïti sont le Trimble R8, couplé à une antenne TDL 450H pour permettre la communication entre la base et le mobile. Nous parlerons de GPS dans la suite dans ce travail, même s'il s'agit d'un DGPS RTK.

Le modèle bathymétrique existant à la suite de ce travail comporte 110 sections. Le tronçon de rivière étudié plus précisément ici comporte 51 sections. En plus de ces sections, qui procurent donc des mesures ponctuelles de la topographie, un autre travail de fin d'études a permis un relevé topographique d'une bien meilleure résolution, qui complète les données relevées par GPS. Le travail de fin d'études de Jean-François Macq a consisté dans le relevé topographique de toute la rivière et ses environs par photogrammétrie à l'aide d'un appareil photo embarqué sur un drone. Ce travail a fourni un modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution moyenne de 9,4 cm. Cependant, il ne fournit pas d'informations précises sur la topographie du fond de la rivière quand celui-ci était sous eau lors du survol avec le drone et l'appareil photo embarqué. Dans le cadre de ce travail, ce MNT a donc permis de prolonger les sections mesurées « à la main » pour avoir des informations sur le lit majeur de la rivière, alors que les sections mesurées « à la main » ne fournissaient des données pratiquement que sur le lit mineur. Pour rappel, la figure 1.5 explique les termes de lit majeur et mineur d'une rivière.

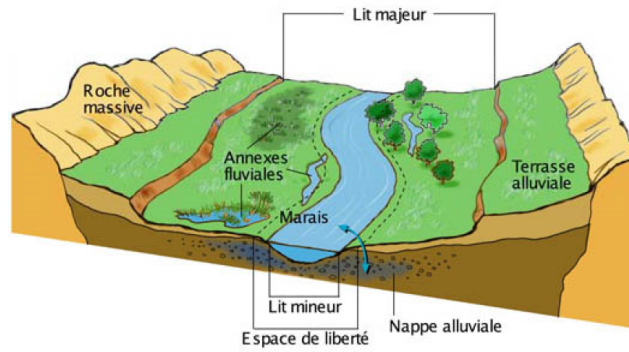


Figure 1.5: Description d'une rivière par son lit majeur et son lit mineur

Source : (Soares-Frazão and Zech, 2009)

La figure 1.6 représente une section de rivière, une orthophoto (photographie corrigée pour qu'elle soit une projection orthogonale des éléments qu'elle contient et donc superposable à une carte) et un MNT aux alentours du point kilométrique 4 de la rivière Cavaillon. De manière générale, les sections mesurées au GPS sont limitées au lit mineur de la rivière alors que le MNT permet de donner des informations topographiques sur le lit majeur de la rivière.

Pour plus de détails sur la méthodologie suivie dans le cadre de la réalisation de ce MNT avec un drone, son travail peut être consulté (Macq, 2016).

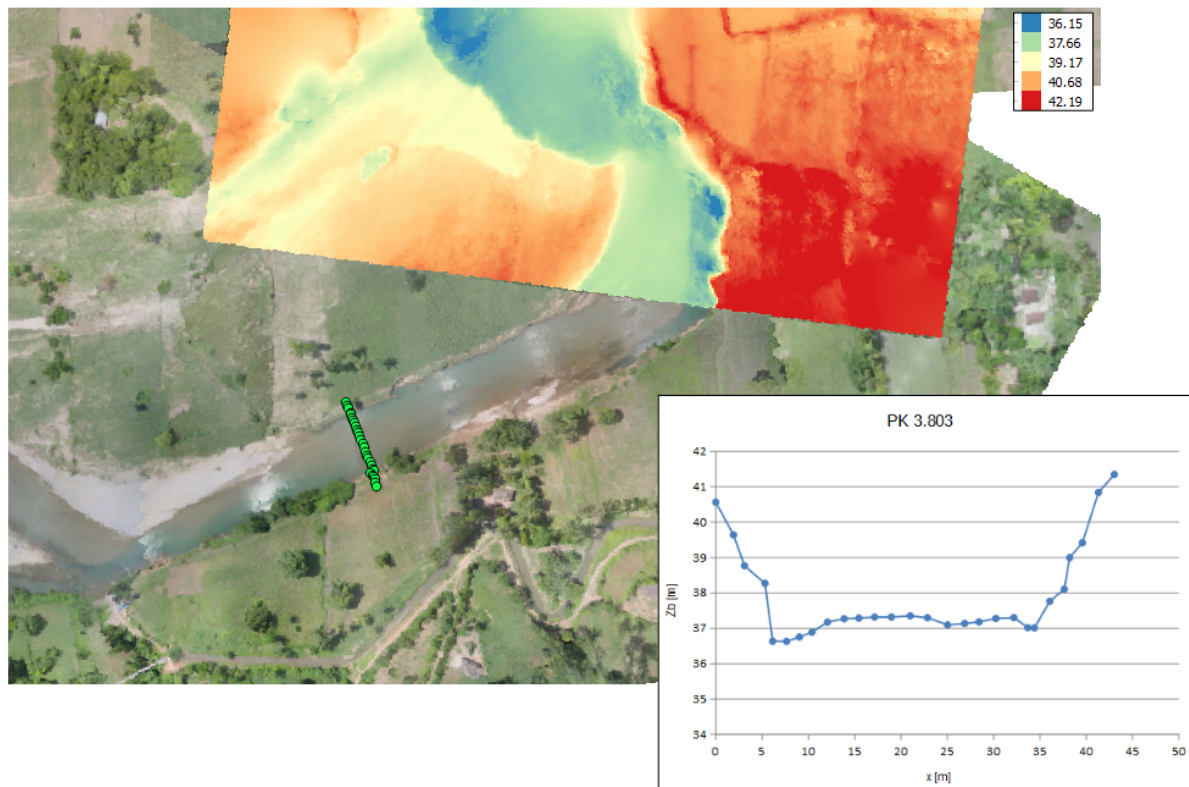


Figure 1.6: MNT et orthophoto superposés. Coin inférieur droit: Graphe de la section de la rivière représentée sur l'orthophoto

Enfin, une dernière manière de représenter cette topographie c'est de représenter le profil en long de la rivière grâce aux points du thalweg, c'est-à-dire les points les plus bas de chaque section. Ces points sont représentés à la figure 1.7.

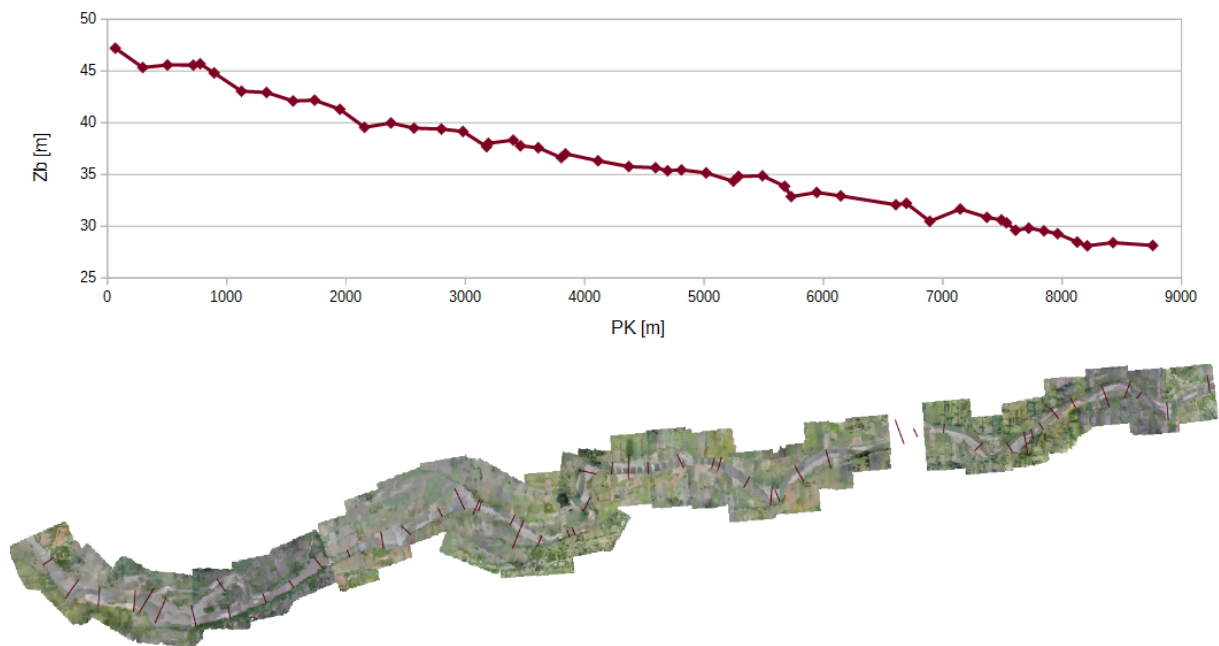


Figure 1.7: Profil en long de la rivière en regard des orthophotos sur lesquelles sont désignées les sections

Mesures de débit

En plus des informations sur la topographie de la région étudiée, la rivière dispose d'instruments de mesure installés dans son lit mineur au cours de divers projets la concernant. Dans le cadre de ce travail, seuls les outils qui ont été directement ou indirectement utilisés pour cette étude sont décrits.

Des sondes de pression sont installées à plusieurs endroits dans la rivière. Celle qui a permis des relevés de pression au cours du travail de terrain est la sonde placée à l'entrée du tronçon de rivière étudié, c'est-à-dire directement à l'aval du déversoir de Dory. Après calibrage, la sonde permet un relevé en continu (toutes les six minutes) de la hauteur d'eau au droit de la sonde. Couplée à un relevé de débit au courantomètre, ces mesures permettent d'établir une courbe de tarage, c'est-à-dire une courbe hauteur-débit. La courbe relie à chaque hauteur d'eau au droit de la sonde un débit associé. Avec une modélisation plus fine du déversoir, cette courbe peut être étendue à une gamme plus large de hauteurs d'eau et de débits. Le travail de fin d'études de Olivier Roelandt et Thibaut Verschoore a permis d'obtenir ces résultats (Roelandt and Verschoore, 2016). La condition limite amont du modèle du tronçon de rivière étudié est donc relativement bien connue.

Les sondes utilisées sont les sondes OTT PLS à cellule de mesure en céramique et peuvent être raccordées à une station d'acquisition de données (OTT Hydromet). Le courantomètre utilisé est l'outil OTT MF pro, un courantomètre à induction magnétique qui permet des mesures ponctuelles de vitesse dans la section de la rivière et compile automatiquement le débit à la fin des mesures sur une section (OTT Hydromet).

Granulométries de surface

Il est utile de connaître la taille des sédiments du lit et surtout leur distribution granulométrique dans le cadre de la modélisation hydraulique. Tout d'abord, ces informations aident à qualifier la rugosité de la rivière. Mais surtout, la connaissance des caractéristiques des sédiments du lit, que ce soit en profondeur ou en surface, est indispensable pour pouvoir décrire leur transport. Cette section traite de la connaissance de la distribution granulométrique des sédiments en surface et la section suivante traite de la connaissance des tailles de sédiments en profondeur par les fouilles.

Pour commencer, une étude étendue de la granulométrie en surface de la rivière a été réalisée lors de la campagne de terrain en 2015, qui a permis la mesure d'environ 90 sections au GPS. En effet, simultanément à celle-ci, pour chaque section géo-référencée, la granulométrie de la section a aussi été établie, quand c'était possible. La méthodologie suivie pour ce relevé est celle de Wolman, appelée « pebble count », qui est applicable à la rivière Cavaillon puisque Wolman travaille sur des rivières qui s'écoulent sur des sédiments grossiers (Wolman, 1954).

Le long d'une section de rivière, ici limitée à son lit mineur, on mesure un échantillon de sédiments en sélectionnant de manière aléatoire une particule à mesurer à intervalles réguliers le long de la section et de manière à avoir un minimum de 100 particules mesurées. Pour garantir l'aspect aléatoire de la mesure, l'opérateur mesure la première particule touchée, qu'elle soit un sable ou un galet. Pour mesurer la particule, on associe cette dernière à un ellipsoïde et on y détermine trois axes (figure 1.8). La mesure se fait le long de l'axe b de la particule. Les tailles des grains sont répertoriés en 18 classes de taille augmentant chaque fois d'une puissance $2^{0,5}$ et commençant à 2 mm de large. On parle de sables pour les particules de taille inférieure à 2 mm, celles-ci sont aussi comptabilisées (Carlier d'Odeigne et al., 2015).

La courbe granulométrique obtenue par cette méthode se présente comme sur l'exemple de la figure 1.10. À partir de cette courbe, les diamètres représentatifs peuvent être calculés. Le d_{50} , aussi appelé diamètre médian, est le diamètre pour lequel 50 % des particules de l'échantillon sont de taille inférieure, par exemple. Similairement, le d_{40} est le diamètre pour lequel 40 % des sédiments échantillonnés sont de taille inférieure.

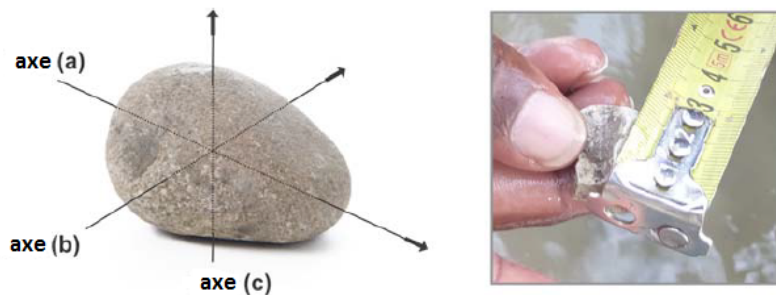


Figure 1.8: Méthodologie pour mesurer la taille d'un sédiment

Source : (Carlier d'Odeigne et al., 2015)

Fouilles

Wolman a établi sa méthode d'échantillonnage de surface parce que l'échantillonnage en vrac n'était pas possible pour l'échantillonnage de sections de rivière dont les sédiments sont très grossiers et qui préconise donc un échantillon de trop grande taille. C'est donc effectivement sa technique qui a été utilisée pour l'échantillonnage en surface des sédiments de la rivière. Cependant, sa technique n'est pas applicable pour connaître la granulométrie en profondeur de la rivière. Or la granulométrie de profondeur peut apporter des informations importantes

quant à la distribution des tailles de sédiments sur la profondeur de la rivière. En effet, on peut se poser la question : que devient la granulométrie de surface si une bonne partie des sédiments en surface sont érodés ? D'ailleurs, certaines simulations de débit solide prennent ce facteur en compte, mais pour ce faire, il faut pouvoir quantifier la taille des sédiments en profondeur. Les concepts de couche de surface et de profondeur sont représentés à la figure 1.9.

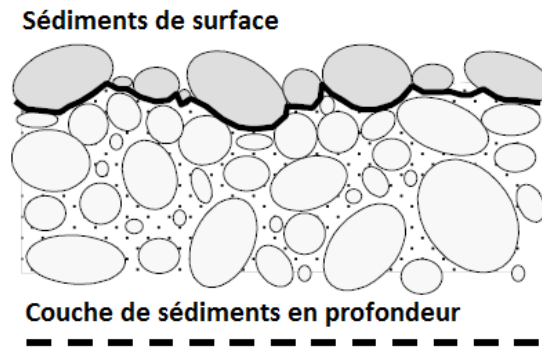


Figure 1.9: Sédiments de surface et en profondeur

Source : (Bunte and Abt, 2001)

C'est pourquoi une campagne de mesure moins étendue de la granulométrie en profondeur a été réalisée lors du travail de terrain réalisé dans le cadre de ce travail de fin d'études. L'objectif est de pouvoir comparer les granulométries obtenues par les fouilles avec les granulométries établies à partir de la méthode de Wolman et d'en déduire l'existence et l'ampleur du changement important de la granulométrie avec la profondeur. Douze fouilles ont été effectuées, à environ 1 m de profondeur, et les échantillons récoltés varient entre 4,5 et 28 kg. Il est à noter que ces valeurs sont inférieures au poids préconisé (supérieur à 70 kg) pour des échantillons dont les sédiments atteignent une taille de 20 cm (axe b) (ISO, 2013).

Sur la figure 1.10, la courbe granulométrique obtenue à partir d'un pebble count (les particules sont donc dénombrées) est présentée en regard de celle obtenue à partir de la fouille avoisinante (en massique). En effet, à l'état brut, les granulométries de surface sont établies par nombre de particules alors que les granulométries des fouilles sont établies à partir des masses des échantillons.

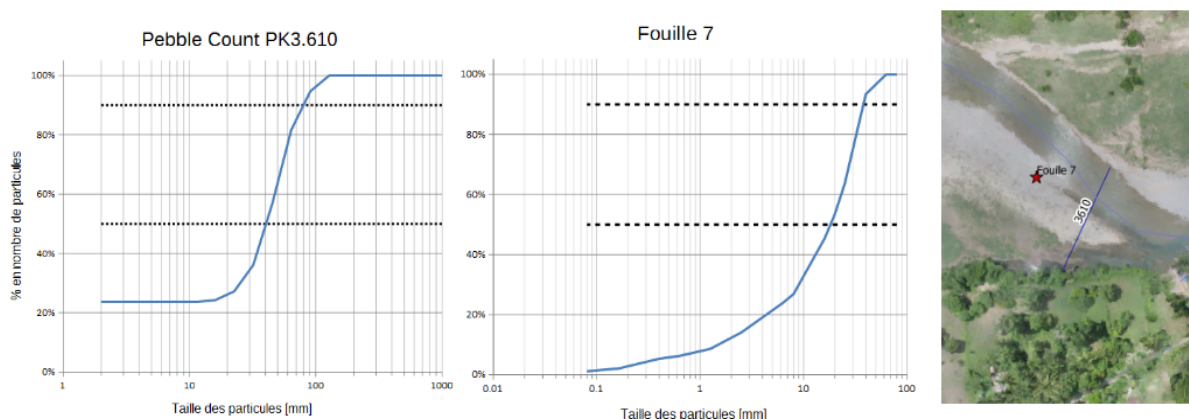


Figure 1.10: Comparaison entre distribution granulométrique surfacique et massique

Ces mesures de granulométries de profondeur ne sont pas exploitées dans ce travail et la comparaison de ces deux granulométries n'est donc pas approfondie ici. Cependant, nous pouvons clore cette section par deux remarques.

Wolman avait constaté une importante différence entre ces deux types de courbes granulométriques, pour des analyses d'échantillons pris au même endroit. Le diamètre médian résultant de l'analyse de la fouille apparaît comme considérablement inférieur à celui obtenu par la granulométrie de surface, où l'on enregistre une fréquence de particules plutôt qu'une masse. Cette relation a d'ailleurs été observées avec plusieurs analyses différentes (Wolman, 1954). Sur la figure 1.10, on constate la même chose, alors qu'ici, en plus, on ne compare pas des échantillons pris tous deux en surface : l'un d'eux a été prélevé à 1m de profondeur. Comme la méthode d'échantillonnage est différente, l'une étant surfacique et l'autre volumétrique, les courbes obtenues ne sont pas encore comparables. Des méthodes existent pour les rendre comparables, comme proposées par Bunte et Abt (Bunte and Abt, 2001).

1.4 Variabilité de la rivière

Quelques observations à l'œil nu permettent de se rendre compte qualitativement de l'importante variabilité de la rivière Cavaillon et des changements morphologiques auxquels elle est soumise.

Sur la figure 1.11, on observe un sentier qui a été coupé par le tracé de la rivière suite à un de ses changements de cours.



Figure 1.11: Rivière Cavaillon, aux alentours du PK 2,6. Sur l'extrémité droite de la photo on distingue un sentier qui a été coupé par la rivière.

Aux alentours du PK 7, un phénomène très particulier a été observé. Sur la figure 1.12, l'image de gauche est une orthophoto qui montre la forme du dépôt important qui s'est produit en travers d'un méandre de la rivière. La photographie de droite montre la taille importante des sédiments déposés.



Figure 1.12: Orthophoto (à gauche) de la rivière aux alentours du PK7,1. Photo (à droite) dont la prise de vue est désignée sur la photo de gauche par un losange noir

Enfin, toujours dans la gamme de petits changements morphologiques observables à l'œil nu, on constate sur la figure 1.13 l'érosion importante des berges.



Figure 1.13: Érosion visible des berges aux alentours du PK 7 (gauche) et du PK 10 (à droite)

Vu les nombreux passages sur le terrain dans le cadre de ce projet de modélisation de la rivière, il est aussi possible d'observer des changements qui se sont produits entre deux passages sur le terrain, entre février 2015 et mai 2016 par exemple. Sur la figure 1.14, le fond est une orthophoto de la rivière réalisée en mai 2016 grâce aux photos prises par l'appareil

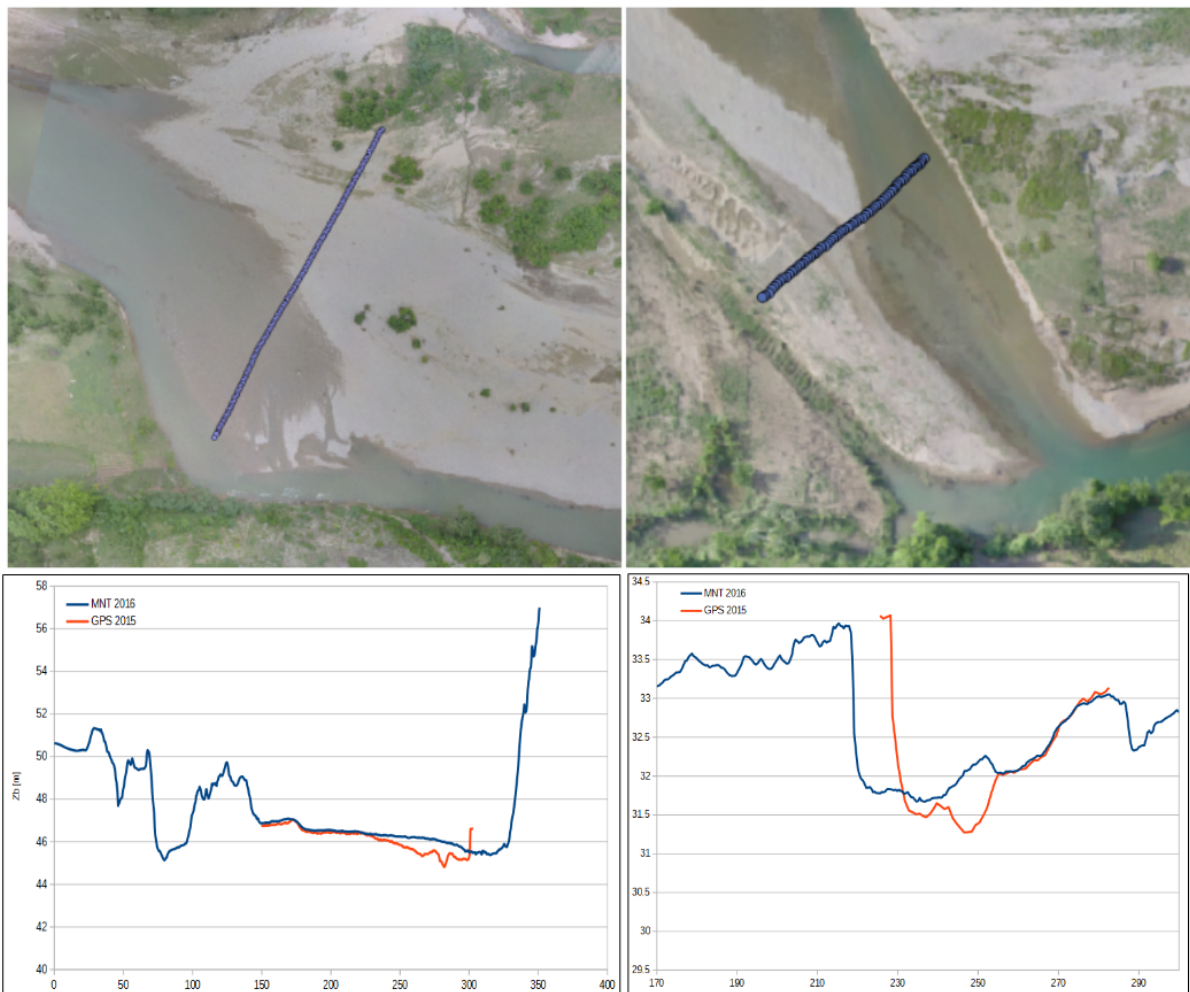


Figure 1.14: Au-dessus: Sections réalisées au GPS en 2015 sur fond des orthophotos réalisées en 2016 ; en-dessous : Comparaison du profil de ces sections, réalisées au GPS en 2015 et grâce au MNT en 2016

photo embarqué sur le drone (Macq, 2016). Les points représentent les sections réalisées au GPS en février 2015. De gauche à droite, la première photo représente le PK 0,894 et la deuxième le PK 7,146. Sur chacune de ces images, une des extrémités de la section mesurée au GPS en 2015 se retrouve au milieu du cours de la rivière en 2016. Sur cette même figure, les sections réalisées sont montrées en-dessous des photos. Les sections du MNT (en bleu) sont plus étendues que celles du GPS (en rouge). Ce sont celles au GPS qui sont montrées sur les photos.

Lors de crues plus importantes telles que celle qui a suivi l'ouragan Matthew qui a ravagé le sud du pays en septembre 2016, ces changements sont bien plus considérables, comme le montrent ces deux photos (figure 1.15) du déversoir de Dory, condition amont du modèle, l'une avant et l'autre après le passage de l'ouragan. Sur la même figure, on peut aussi voir l'impact qu'a eu cet ouragan à Grand Place. Il va sans dire que les conséquences ici sont catastrophiques.



Figure 1.15: Déversoir de Dory (à gauche) avant (au-dessus) et après (en-dessous) le passage de l'ouragan Matthew en septembre 2016. Station à Grand Place (à droite) aussi avant (au-dessus) et après (en-dessous) le passage de l'ouragan Matthew

Source : Photographies prises par Adermus Joseph

Ces constatations sur l'évolution de la rivière mettent en évidence la nécessité de connaître et comprendre les processus de dépôt et d'érosion ainsi que de quantifier le débit solide dans la rivière pour pouvoir la modéliser correctement.

2 Construction et calibration d'un modèle hydraulique de la rivière

Avant de pouvoir étudier le transport solide qu'il y a dans la rivière, qui sera présenté au chapitre 3, il faut connaître les conditions dans lesquelles se fait l'écoulement dans la rivière. Une manière de faire, c'est de le modéliser. Dans le chapitre précédent, les données disponibles pour construire un modèle ont été présentées. La première partie explique les codes de calculs existants pour modéliser un écoulement. Ensuite, un paramètre qui n'est pas directement mesurable mais nécessaire pour la modélisation est discuté. C'est la question de la rugosité dans la rivière. En effet, la taille des sédiments a été mesurée, mais il faut encore en déduire une rugosité pour le lit de la rivière : on parle de coefficient de Manning. Enfin, les mesures de sections au GPS fournissent des sections de rivières à peu près tous les 200 m mais pour pouvoir y simuler un écoulement, il faut un pas de distance entre chaque section bien inférieur. Il faut donc trouver un moyen de créer des sections intermédiaires. C'est la question traitée dans la dernière partie de ce chapitre.

2.1 Présentation des codes de simulation

Deux codes sont utilisés dans le cadre de ce travail. L'un, Axeriv, permet de simuler un écoulement permanent et se base sur le théorème de Bernoulli de conservation d'énergie grâce à certaines hypothèses qui seront explicitées. L'autre, SV1D, permet de simuler un écoulement transitoire et se base sur les équations de Saint-Venant, entre autres applicables aux écoulements à surface libre.

Simulation d'un écoulement permanent avec Axeriv

Axeriv est utilisé pour modéliser un écoulement permanent graduellement varié. Il applique le théorème de Bernoulli de section en section, qui est basé sur le principe de conservation de l'énergie spécifique. L'équation de Bernoulli s'écrit :

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} + \alpha_1 \frac{V_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma} + \alpha_2 \frac{V_2^2}{2g} + J_{12}$$

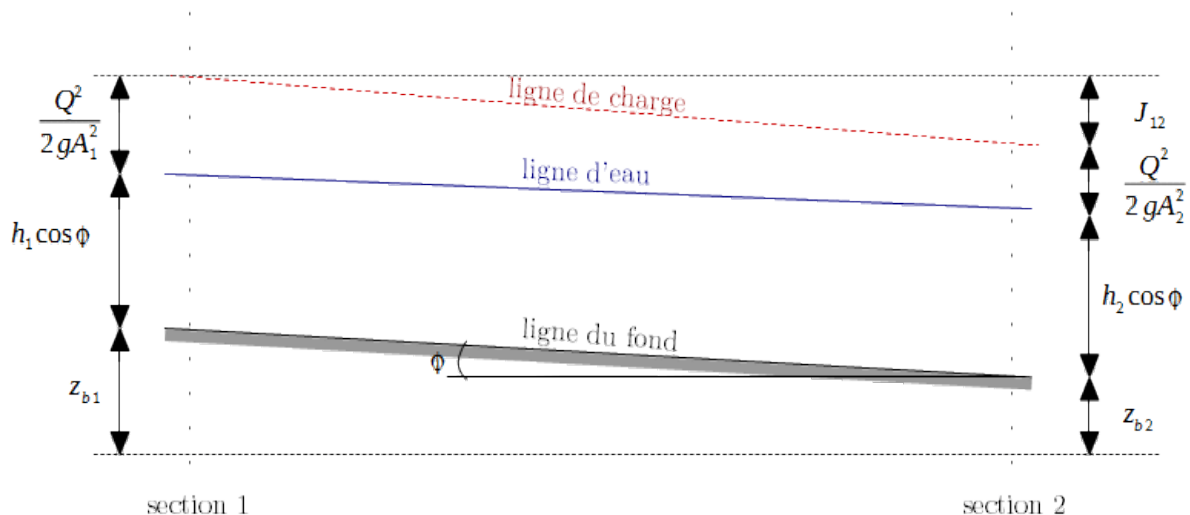


Figure 2.1: Équation de Bernoulli appliquée à un tronçon de rivière

Si on exprime cette équation pour un tube de courant entre une section 1 et une section 2 de rivière, la pression prise en compte est celle à la surface de l'écoulement, qui est la pression atmosphérique pour les deux sections, et qu'on peut donc négliger. Dans ce cadre, la vitesse de l'écoulement et l'aire mouillée varient d'une section à l'autre, mais suffisamment graduellement pour pouvoir considérer les vecteurs vitesses d'une section parallèles entre eux. Donc la cote piézométrique est constante sur une section, ce qui permet d'appliquer l'équation de Bernoulli.

On prend α , le coefficient de distribution des vitesses, égal à 1. Et sachant que la vitesse moyenne sur une section peut s'obtenir par $V = \frac{Q}{A}$, où A est l'aire mouillée, on a :

$$z_{b1} + h_1 \cos \phi + \frac{Q^2}{2gA_1^2} = z_{b2} + h_2 \cos \phi + \frac{Q^2}{2gA_2^2} + J_{12}$$

avec z_{b1} l'altitude du thalweg de la rivière dans la section 1, h_1 la hauteur d'eau dans la section 1, A_1 l'aire mouillée dans la section 1 et h_2 et A_2 pour la section 2 comme le montre la figure 2.1. Souvent, la pente du fond de la rivière est considérée comme assez petite que pour utiliser directement la hauteur d'eau dans l'équation comme si elle était verticale.

J_{12} est la perte de charge unitaire entre les sections 1 et 2 et peut s'exprimer grâce à la pente de la ligne de charge, S_f . Pour la résolution numérique, elle peut par exemple s'exprimer comme la moyenne de cette pente à la section 1 et à la section 2, comme :

$$J_{12} = \frac{S_{f1} + S_{f2}}{2} \Delta s$$

avec Δs la distance entre la section 1 et la section 2. S_f est calculée à partir de l'hypothèse fondamentale que l'expression de la pente de la ligne charge dans un écoulement non-uniforme est identique à la pente de la ligne de charge pour un écoulement uniforme de même hauteur d'eau et de même vitesse :

$$S_f = \frac{Q^2 n^2}{A^2 R^{4/3}}$$

où n est le coefficient de Manning et R le rayon hydraulique de la section en question. Il est égal au rapport de l'aire mouillée sur le périmètre mouillé de la section. S_f dépend donc de l'aire mouillée et du rayon hydraulique, qui dépendent tous deux de la hauteur d'eau. L'équation résultante à résoudre est la suivante :

$$z_{b1} + h_1 + \frac{Q^2}{2g(A_1(h_1))^2} = z_{b2} + h_2 + \frac{Q^2}{2g(A_2(h_2))^2} + \frac{S_{f1}(h_1) + S_{f2}(h_2)}{2} \Delta s$$

Si l'on est bien en régime subcritique déterminé par l'aval et que l'on connaît h_2 , on procède par itérations pour trouver h_1 dans la section amont. Et ainsi de suite pour toutes les sections de la rivière jusqu'à ce que la ligne d'eau soit connue entièrement (Soares-Frazão et al., 2016).

Simulation en transitoire avec SV1D

Le code de calcul SV1D est basé sur les équations de Saint-Venant. Il permet la prise en compte d'une variation temporelle de l'écoulement et donc de modéliser un écoulement transitoire. Les équations de Saint-Venant sont dérivées pour des écoulements dont l'échelle

horizontale est bien plus grande que l'échelle verticale à partir des équations de Navier-Stokes, qui décrivent le mouvement de fluides visqueux. Comme le code prend en compte la variation temporelle des paramètres de la rivière, il permet aussi d'intégrer la sédimentation aux équations d'hydrodynamique. Il fait ceci en deux temps : il résout d'abord l'hydrodynamique grâce aux équations de Saint-Venant par la discrétisation des volumes finis et ensuite il résout le problème de la sédimentation par discrétisation grâce au schéma de Preissmann et effectue les modifications de sections nécessaires.

Pour pouvoir appliquer les équations de Saint-Venant, on fait l'hypothèse d'un fluide incompressible, d'une faible pente de fond et d'une pression hydrostatique. Enfin, la pente de la ligne de charge de l'écoulement, S_f , est aussi calculée grâce à l'hypothèse qu'elle vaut celle d'un écoulement uniforme équivalent, comme pour l'équation de Bernoulli.

Les équations de Saint-Venant, ici sous leur forme conservative, expriment la conservation de masse et de quantité de mouvement :

$$\begin{aligned} \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\beta Q^2}{A} + gI_1 \right) &= gA(S_0 - S_f) + gI_2 \end{aligned}$$

avec β le coefficient de Boussinesq, S_0 la pente du fond de la rivière, I_1 le moment statique de la section en question et I_2 l'influence de la largeur du canal, tels que décrit par les équations suivantes :

$$\begin{aligned} I_1 &= \int_0^h (h - \eta) b(\eta) d\eta \\ I_2 &= \int_0^h (h - \eta) \frac{\partial b}{\partial x} d\eta \end{aligned}$$

Les équations de Saint-Venant sont résolues par discrétisation par les volumes finis. Elles sont donc ré-exprimées comme :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} = S$$

$$\text{où } \begin{cases} U = \begin{pmatrix} A \\ Q \end{pmatrix} \\ F = \begin{pmatrix} Q \\ \frac{Q^2}{A} + gI_1 \end{pmatrix} \\ S = \begin{pmatrix} 0 \\ gA(S_0 - S_f) + gI_2 \end{pmatrix} \end{cases}$$

La discrétisation par les volumes finis permet d'exprimer les équations de Saint-Venant sur un nombre fini de petits volumes d'intégration. Les paramètres propres à chaque volume d'intégration sont représentés par U , les flux à travers chaque volume d'intégration sont représentés par F et le terme source généré dans chaque volume d'intégration est représenté par S . Plusieurs méthodes différentes sont implémentées et peuvent être utilisées pour le

calcul des flux aux interfaces. Dans le cadre de ce travail, le schéma LHLL, qui résout les flux par un solveur de Riemann, est utilisé.

La modélisation de la sédimentation se fait en deux étapes : d'une part le calcul du débit solide qui est fonction des paramètres hydrauliques calculés dans chaque volume d'intégration, celui-ci est calculé par des formules qui seront développées dans le chapitre 3 ; d'autre part, la traduction de ce débit solide en terme d'une érosion ou d'un dépôt.

Pour modéliser l'érosion et le dépôt de sédiments, l'équation d'Exner est utilisée. Elle représente la conservation de la masse de sédiments, c'est-à-dire que la variation de l'aire de sédiments dans un volume d'intégration est égale à la variation de débit solide au long de celui-ci. L'équation est la suivante :

$$(1-p)\frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_b}{\partial x} = 0$$

Une augmentation de l'aire de sédiments, et donc augmentation de z_b , représente un dépôt et inversement une diminution de l'aire de sédiments, et donc de z_b , représente une érosion. Le débit solide, Q_b , est calculé pour chaque volume d'intégration à partir de formules qui sont développées dans le chapitre suivant. S'il y a augmentation de débit solide dans un volume d'intégration, il y a donc érosion puisque l'aire de sédiments diminue, et vice versa.

p représente la porosité de la couche de sédiments sur le fond de la rivière.

La résolution des équations de Saint-Venant et d'Exner se font en parallèle de manière découplée. Sur base de la géométrie du pas de temps précédent, les conditions d'écoulement sont calculées par Saint-Venant. Ensuite, le débit solide est calculé tout au long de la rivière et traduit en un changement de section grâce à l'équation d'Exner. Par le découplage de ces deux étapes, les influences des phénomènes de sédimentation sur l'écoulement sont négligées. En effet, on considère que les changements de la morphologie du fond de la rivière se font beaucoup plus lentement que les changements des conditions d'écoulement et donc ces changements n'influencent pas directement l'écoulement (Franzini, 2013).

2.2 Méthodes de détermination du coefficient de Manning

Dans la section précédente, les équations utilisées pour la modélisation de l'écoulement dans la rivière Cavaillon ont été présentées. De tous les paramètres qui entrent en jeu dans ces équations, il en reste un non défini jusqu'à présent. En effet, le débit Q est généralement donné en fonction du problème à simuler. z_b , l'altitude du thalweg, et S_0 , la pente de fond, sont interprétés à partir de la géométrie de la rivière. h , la hauteur d'eau, A , l'aire mouillée et R , le rayon hydraulique, sont calculés par les équations et dépendent de la géométrie de la rivière. Il reste en fait à définir le coefficient de Manning, n . L'objectif de cette partie est donc de déterminer un coefficient de Manning utilisable dans la suite du travail. Il est utile de remarquer que la détermination du coefficient de Manning est un domaine d'étude à part entière, car l'incertitude autour de ce coefficient reste grande tellement il est complexe et dépendant de conditions de flux spécifiques. En effet, beaucoup de facteurs doivent idéalement être pris en considération dans l'établissement d'un coefficient de frottement. Les formes de fond, par exemple, souvent présentes dans les cas de fonds sableux, ont une influence sur le coefficient de Manning et pourraient être prises en compte. La présence de végétation aussi pourrait être prise en compte dans l'établissement de ce coefficient puisqu'elle offre une texture différente à l'écoulement. La détermination des coefficients de Manning de rivières naturelles n'est donc pas encore une science exacte (Limerinos and Resources, 1970). Cependant, cette recherche n'étant pas le but de ce travail, cet état de l'art n'est pas exhaustif.

Cette section commence par une remise en contexte du coefficient de Manning et propose quelques méthodes qui sont appliquées par la suite à la rivière Cavaillon. À priori, deux manières de procéder peuvent être identifiées : soit par l'application directe de formules déterminées dans la littérature scientifique par des essais en laboratoire ou par des mesures de terrain, soit par la calibration du modèle hydraulique à partir de mesures de terrain, en faisant varier le coefficient de rugosité. Cette section présente quelques unes des formules existantes dans la littérature scientifique.

En régime uniforme, régime particulier d'écoulement où la pente du fond est parallèle à la surface libre et à la pente de la ligne de charge, Chézy a d'abord exprimé les conditions d'écoulement en partant de l'hypothèse que la force résistant à l'écoulement dans un canal, compensant donc les forces de gravité du volume d'eau en question, est proportionnelle au carré de la vitesse de cet écoulement et un certain coefficient de frottement des parois de la rivière. Il propose une formule pour calculer la vitesse d'un écoulement :

$$V = C \sqrt{RS_0}$$

avec C le coefficient de Chézy, dépendant donc de la rugosité des parois de la rivière.

C'est en fait le coefficient de Manning qui est plus couramment utilisé par la suite pour représenter la rugosité dans les équations d'écoulement. Il est lié au coefficient de Chézy par l'équation :

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}$$

et l'équation pour la vitesse d'un écoulement en régime uniforme devient :

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S_0^{1/2}$$

On reconnaît ici l'équation de Manning utilisée dans la section précédente pour déterminer la pente de la ligne de charge.

Manning avait établi une liste de valeurs possibles pour son coefficient en fonction de la nature des parois des canaux ou rivières en question, mais les rivières naturelles sont chacune uniques, ainsi que leur coefficient de rugosité (Zech, 2008).

Strickler a donc proposé une autre formulation pour décrire l'écoulement dans laquelle on retrouve finalement le coefficient de Manning sous la forme :

$$\frac{1}{n} = \frac{26}{d_{90}^{1/6}}$$

Une manière de déterminer le coefficient de Manning c'est donc de se baser uniquement sur les caractéristiques des sédiments, en particulier leur taille, puisque le d_{90} est un diamètre pris comme représentatif de la granulométrie du lit de la rivière.

Plusieurs formules ont en effet été proposées. Celles appliquées dans la suite à la rivière Cavaillon sont les suivantes : $n = \frac{d_{50}^{1/6}}{21}$; $n = \frac{d_{65}^{1/6}}{24}$; $n = \frac{d_{90}^{1/6}}{26}$ (Carlier d'Odeigne et al., 2015).

Cependant, la question se pose quant à la pertinence de résumer la granulométrie du fond de la rivière à une valeur d_{50} , d_{65} ou d_{90} et par la même occasion de réduire la rugosité à ce diamètre représentatif.

Une autre manière de décrire l'écoulement dans un canal ou une rivière, c'est de considérer un profil logarithmique des vitesses partant du fond et jusqu'à la surface libre. Par intégration de ce profil, Keulegan exprime le coefficient de Manning par :

$$\frac{1}{n} = a \ln\left(11 \frac{h}{k}\right)$$

avec k dépendant du diamètre des grains et a une constante dépendant entre autres de la constante de von Karman κ (Carlier d'Odeigne and Soares Frazão, 2015; Ferguson, 2007).

Cependant, aucune de ces deux manières n'est adaptée pour les écoulements peu profonds. En effet, on peut imaginer que pour un faible écoulement et donc un petit débit, l'effet de la rugosité du lit est plus important et la rugosité apparente l'est donc aussi. Alors qu'au contraire, pour un débit élevé, la hauteur d'eau est plus importante et la rugosité apparente est donc plus faible. Ce concept est représenté à la figure 2.2.

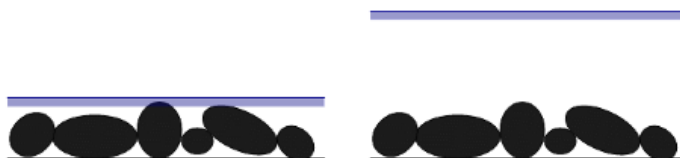


Figure 2.2: Influence de la hauteur d'eau sur la rugosité apparente

Dans le cas d'une faible hauteur d'eau, une relation linéaire du type $\frac{1}{n} \propto \frac{h}{k} \frac{\sqrt{g}}{R^{1/6}}$ est plus appropriée, avec k dépendant de la taille des sédiments. Ferguson (Ferguson, 2007) propose une équation qui dépend donc du débit mais qui peut être utilisée quelles que soient les conditions d'écoulement : un débit élevé ou faible. Il combine l'équation de Manning-Strickler adaptée aux débits élevés à la loi à tendance linéaire du principe de la « couche de rugosité » adaptée aux faibles débits. Son équation est la suivante :

$$\frac{1}{n} = \frac{a_1 a_2 (R^{5/6}/D) \sqrt{g}}{(a_1^2 + a_2^2 (R/D)^{5/3})^{1/2}}$$

avec D le diamètre représentatif des grains, a_1 un coefficient entre 7 et 8 et a_2 un coefficient entre 1 et 4. Rickenmann et Recking (Rickenmann and Recking, 2011) ont appliqué la formule de Ferguson et proposent $a_1=6,5$ et $a_2=2,5$.

Selon Ferguson, cette équation permet de tenir en compte l'idée que plus l'écoulement est peu profond, au plus les sources de frottement sont différentes.

Il y a plusieurs raisons pour lesquelles ces méthodes-ci sont choisies dans ce cadre plutôt que d'autres alternatives. Principalement, il est plus facile d'appliquer une formule qui dépend exclusivement du diamètre des grains. De plus, les équations de Manning-Strickler sont dérivées à partir de mesures de terrain alors que celle de Keulegan par exemple est dérivée à partir de mesures de laboratoire. Pour l'application à des rivières naturelles, il serait donc

plus pertinent d'utiliser une formule calibrée elle-même sur une rivière naturelle. Enfin, une étude comparative de six équations de prédiction de coefficient de Manning a été faite (Rickenmann and Recking, 2011) et elle évalue la méthode de Ferguson comme plus pertinente.

Dans le cadre de l'application de formules pour déterminer le coefficient de Manning à partir de la distribution granulométrique, les équations présentées ci-dessus sont les celles qui ont été appliquées à la rivière Cavaillon. Il est intéressant de noter que certaines formules basées sur plusieurs diamètres représentatifs à la fois existent aussi. En effet, jusqu'à présent le coefficient de Manning est lié uniquement à un diamètre représentatif de la granulométrie et l'impact de la distribution granulométrique n'est pas pris en compte (Limerinos and Resources, 1970). Ce travail peut faire partie des outils à mettre en place pour poursuivre l'étude du transport solide de la rivière Cavaillon.

La section suivante présente donc l'application de ces formules à la rivière Cavaillon. Une autre méthode de prédiction du coefficient de Manning est aussi proposée. En supposant un écoulement uniforme dans la rivière et grâce aux mesures de débit et de hauteur d'eau sur le terrain, il est possible de l'évaluer par calibration du modèle d'écoulement permanent, puisque tous les autres paramètres de l'équation de Manning sont connus. Pour rappel, cette dernière est écrite :

$$Q = \frac{A R^{2/3} S_0^{1/2}}{n}$$

2.3 Établissement du coefficient de Manning pour la rivière Cavaillon

Pour le calcul du coefficient de Manning à partir de la calibration du modèle, il nous faut des mesures de débit et de hauteur d'eau associés. Malheureusement, de telles données n'ont pas encore été souvent répertoriées sur la rivière Cavaillon parce qu'il faut mesurer une hauteur d'eau dans la rivière au moment même où une hauteur d'eau est enregistrée à Dory. Cette dernière permet ensuite de calculer un débit grâce à la courbe de tarage établie pour le déversoir. On dispose donc de données pour trois différentes sections dans la rivière, les sections 1, 10 et 31. Le tableau suivant récapitule les données dont on dispose. La figure 2.3 montre l'endroit de ces sections sur le profil en long de la rivière.

Section	PK [km]	Niveau d'eau dans la section (zw) [m]	Date	Niveau d'eau à Dory au même moment	Débit correspondant
1	0,066	48,332	11/05/2016	0,54	32,89
10	1,736	42,504	16/05/2016	0,29	14,28
31	5,288	35,814	01/06/2016	0,34	17,68

En plus de ces mesures, les mesures de granulométries de surface sont utilisées. Pour pouvoir comparer les méthodes de détermination du coefficient de Manning entre elles, les formules des deux sections prochaines sont aussi étudiées en priorité sur ces trois sections.

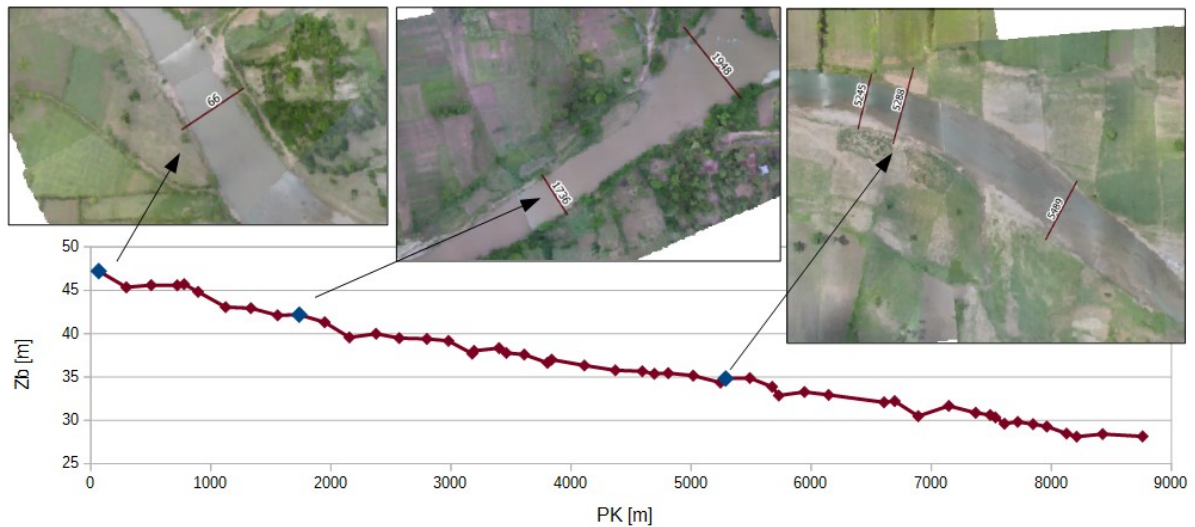


Figure 2.3: Profil en long de la rivière et orthophotos des sections pour lesquelles on dispose de mesure de niveau d'eau

Formules de type Manning-Strickler

À partir des distributions granulométriques de surface établies à partir des « pebble count », les formules de type Manning-Strickler peuvent être appliquées. Elles se basent sur un diamètre représentatif de la granulométrie de chaque section. Les granulométries de toutes les sections sont utilisées, qu'elles aient été récoltées en 2015 ou en 2016. Les résultats sont montrés sur la figure 2.4.

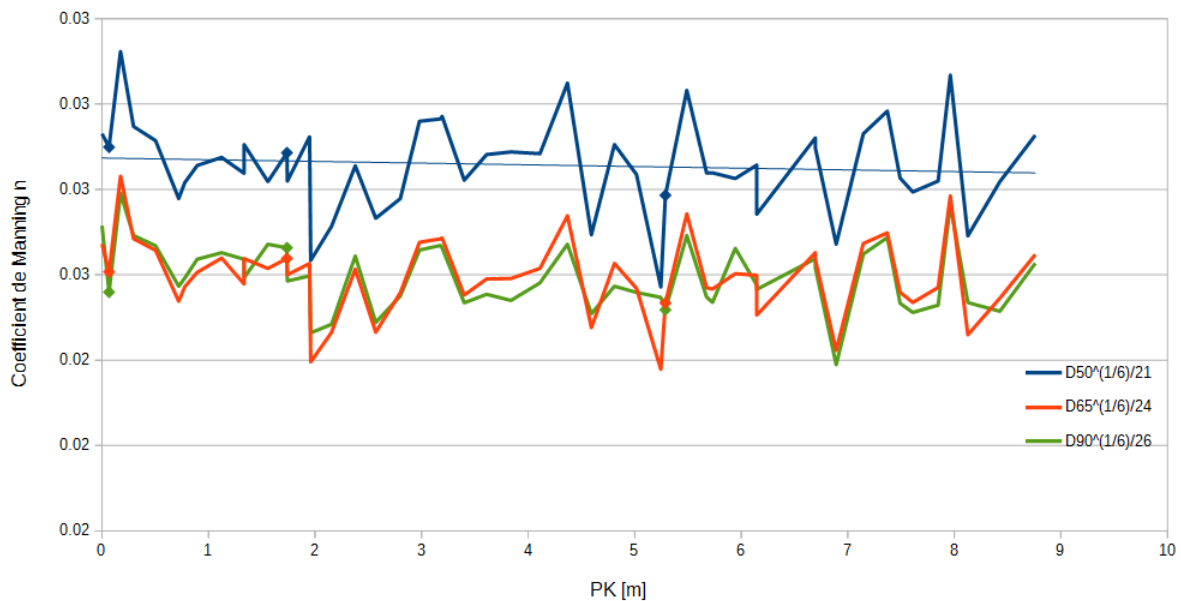


Figure 2.4: Variation du coefficient de Manning n avec la distance de Dory pour chaque formule de n . Les points représentent les sections étudiées en particulier. La droite (coefficient angulaire aux environs de $4 \cdot 10^{-5}$) représente la tendance linéaire des données. Elle montre qu'il n'y a pas de tendance significative allant vers l'aval de la rivière.

La tendance linéaire de ces mesures ne montre pas de variation significative du coefficient de Manning lorsqu'on s'éloigne de Dory, donc en allant vers l'aval de la rivière. Ici, les sables, dont le diamètre est inférieur à 2 mm, ne sont pas comptabilisés. On considère en effet qu'ils ne participent pas à la rugosité de la rivière, car ils sont très facilement emportés ou se déposent entre des particules de diamètre supérieur ; les prendre en compte risquerait de sous-estimer le coefficient de Manning. Cependant, cette question reste ouverte. En effet, vu

le fond de certaines sections (figure 2.5), la représentativité du coefficient de Manning est discutable si elle ne tient pas compte des sables. Cela renvoie d'ailleurs vers d'autres formules de coefficient de Manning qui prennent en compte l'étalement de la distribution granulométrique en plus d'un diamètre représentatif.

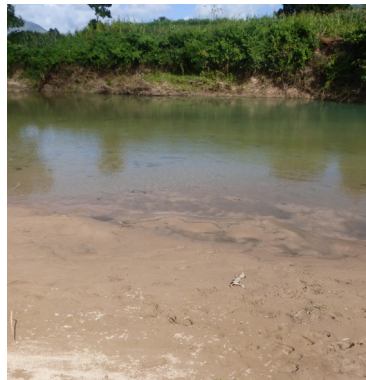


Figure 2.5: Photo de la rivière Cavaillon aux alentours du PK 7,5

Il est important de remarquer que cette formulation du coefficient de Manning est très sensible à la technique de mesure des granulométries de surface.

Ferguson, 2007

L'équation de Ferguson, qui propose une formule du coefficient de Manning dépendant du débit, est appliquée. Grâce à la connaissance de la géométrie de la rivière, les rayons hydrauliques et aires mouillées des sections en question sont connus et fonction de la hauteur d'eau dans la section. Le diamètre représentatif d_{84} est extrait des distributions granulométriques. Enfin, il faut aussi une évaluation de la pente de fond. Elle est approximée par la pente en chaque point de la fonction exponentielle fittée au profil en long de la rivière. La pente pourrait aussi être évaluée comme la pente locale en prenant la pente de la droite joignant l'altitude des sections à l'amont et à l'aval de la section en question. Cependant, vu les variations du profil en long de la rivière, cela veut dire que l'on se retrouve avec des valeurs de pente très variées. Et ce choix n'a donc pas été pris. Les valeurs utilisées pour chaque section et chaque paramètre sont résumées dans le tableau suivant :

Section	PK [km]	D84 [m]	S0
1	0,066	48,332	0,0027
10	1,736	42,504	0,0024
31	5,288	35,814	0,0020

En appliquant directement la formule de Ferguson, en calculant le débit grâce à l'équation en régime uniforme, le coefficient de Manning dans chaque section peut être tracé en fonction du débit (figure 2.6).

Comme prévu, on observe une diminution du coefficient de Manning avec le débit et surtout il tend à être constant pour des débits élevés, quelle que soit la section.

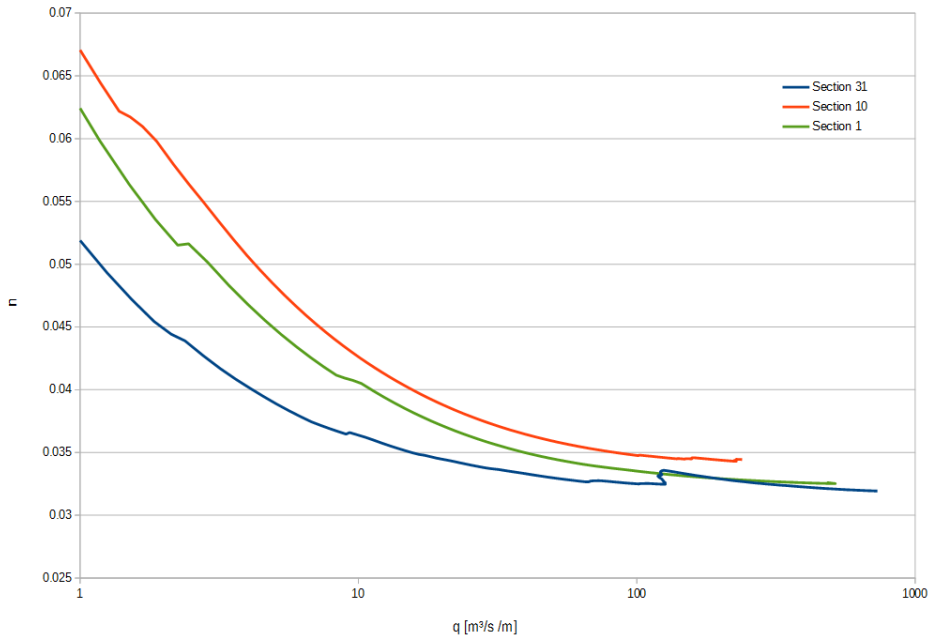


Figure 2.6: Coefficient de Manning dans chaque section en fonction du débit par unité de largeur

Par calibration du modèle sur les données existantes

On travaille ici avec les trois mesures utiles présentées en début de section. Le niveau à l'aval du tronçon de rivière n'est pas connu, mais la sensibilité des résultats de la ligne d'eau à la variation de ce niveau a été vérifiée et, comme les sections sur lesquelles on travaille sont assez à l'amont, la sensibilité des résultats à cette variation n'est pas conséquente.

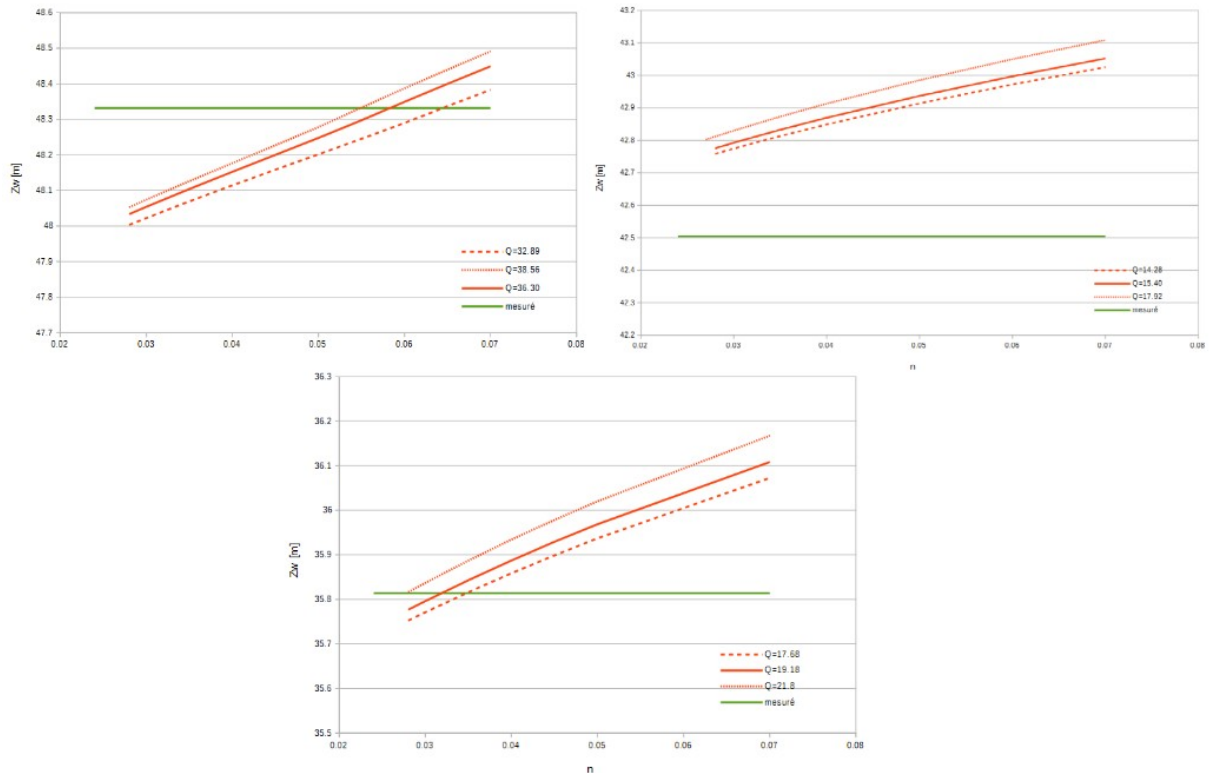


Figure 2.7: Calcul de la hauteur d'eau dans les sections (sections 1 et 10 au-dessus de gauche à droite et sections 31 en-dessous) en fonction du coefficient de Manning fixé, comparé à la mesure de la hauteur d'eau in situ

Pour chaque section, le débit est connu. Une marge d'incertitude y est appliqué à partir des différentes courbes de tarage qui existent pour le déversoir de Dory (réalisées à partir des simulations ou des mesures in situ). Pour chaque section, le débit correspondant est fixé et on évalue le niveau d'eau résultant dans la section en faisant varier le coefficient de Manning. Ces résultats sont montrés à la figure 2.7.

Comme les trois sections donnent des valeurs de coefficient de Manning assez différentes, on évalue l'erreur entre la hauteur d'eau mesurée et la hauteur d'eau modélisée pour plusieurs valeurs du coefficient de Manning différentes. Pour chaque coefficient de Manning, la somme des erreurs produites par les trois sections élevées au carrées permet de tracer le graphe sur la figure 2.8.

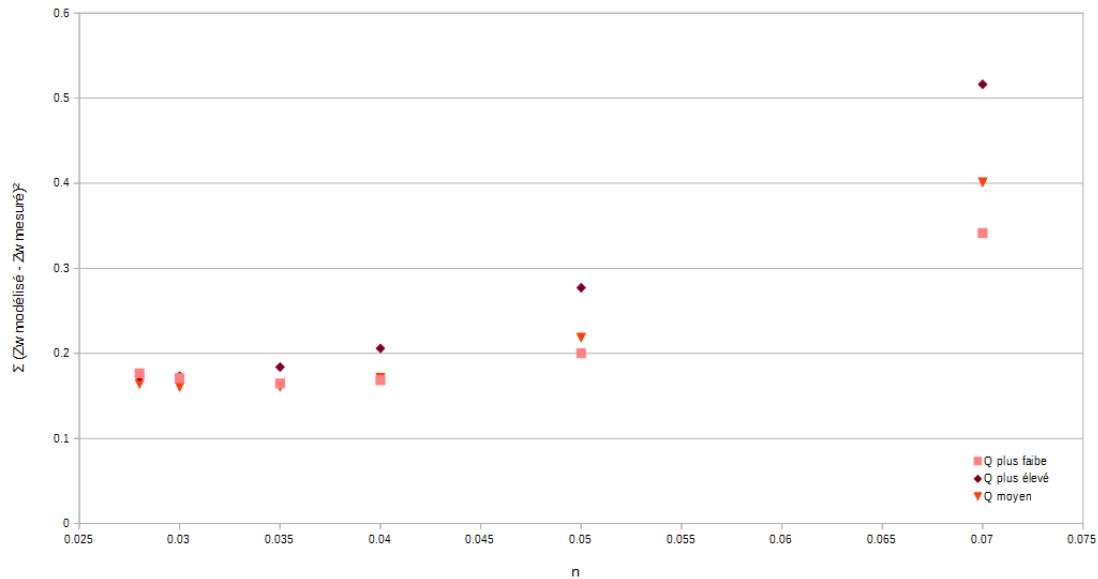


Figure 2.8: Somme des erreurs sur chaque section entre la hauteur d'eau modélisée et celle mesurée en fonction du coefficient de Manning choisi

Le minimum atteint correspond à une valeur du coefficient de Manning de 0,035. Cependant, idéalement cette étude est à refaire avec plus de mesures de hauteurs d'eau sur plus de sections. En effet, le résultat de la minimisation est très sensible au nombre de points mesurés. En retirant une section, par exemple, le minimum atteint est à 0,045.

Conclusion

Un tableau récapitulatif reprend les résultats de cette section :

	Section 1 – PK0,066	Section 10 – PK1,736	Section 31 – PK5,188
Manning - Strickler	0,029	0,029	0,028
Ferguson			
Q = 20 m ³ /s	0,04	0,038	0,035
Q = 100 m ³ /s	0,034	0,035	0,033
Q = 500 m ³ /s	0,033	/	0,032
Calibration			
	0,055 (Q = 35 m ³ /s)	/	0,035 (Q = 20 m ³ /s)
	0,035	0,035	0,035

Pour Manning-Strickler, les résultats pour l'une des formules $\left(n = \frac{d_{50}^{1/6}}{21}\right)$ sont repris. Compte tenu de ces résultats, la valeur finale obtenue par calibration de 0,035 est retenue pour la suite de ce travail. En effet, les valeurs de coefficient de Manning obtenues par Ferguson tournent aussi autour de cette valeur. Pour une meilleure étude du coefficient de Manning, il faudra récolter beaucoup plus de mesures de débits et de hauteurs d'eau dans la rivière. Surtout qu'il pourrait être intéressant de vérifier la valeur du coefficient de Manning donnée par cette méthode de calibration pour des mesures de débits beaucoup plus élevées et la comparer avec celle donnée par la formule de Ferguson.

2.4 Méthodes d'interpolation de sections

Par l'interpolation des sections, on entend la « création » de sections fictives intermédiaires entre les sections mesurées sur le terrain, qui conservent la continuité des données géométriques de la rivière. Ces interpolations vont permettre de modéliser un écoulement dans la rivière malgré une distance réelle entre sections trop élevée. En effet, les sections mesurées sur le terrain sont en moyenne espacées de 200 m. Intuitivement, on peut comprendre la situation grâce à la figure 2.9. Comme le calcul de la ligne d'eau est discrétisé, la ligne d'eau en aval prise comme exemple à la section aval (PK 1,05) ne pourrait pas être calculée à la section juste en amont, sans des valeurs intermédiaires du fond de la rivière, puisque le niveau d'eau est inférieur au niveau du thalweg de la section directement à l'amont.

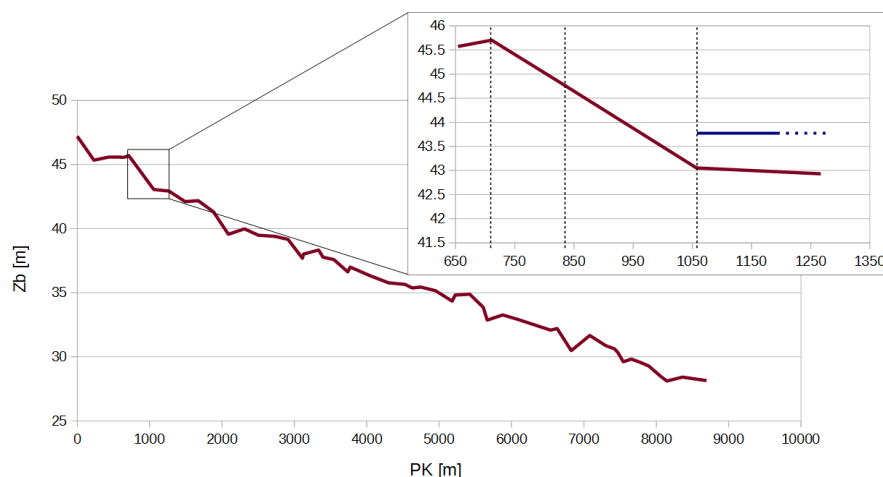


Figure 2.9: Profil en long de la rivière et exemple du problème de modélisation sans interpolations

Cette section présente donc principalement un article où est étudiée la question de ces interpolations. Cet état de l'art n'est donc pas exhaustif. En effet, une multitude de méthodes existent dont l'intérêt dépend fortement de l'application qui est faite du modèle ainsi réalisé. D'ailleurs, les méthodes d'interpolation les plus courantes sont réalisées à partir de programmes qui manipulent des systèmes d'information géographique (SIG). L'auteur présenté ici est intéressant parce qu'il utilise une méthode similaire à celle utilisée ici mais avec un programme différent. De plus, un autre article, qui compare cette technique avec d'autres méthodes d'interpolation, est aussi brièvement présenté. Il nous permet de nous rendre compte de l'applicabilité, de la précision et donc de la validité de la méthode linéaire.

À partir d'un système de coordonnées appelé s-n, c'est-à-dire avec un axe qui suit une berge de rivière et donc le courant (axe s) et l'autre perpendiculaire à celui-ci (axe n), Merwade (Merwade et al., 2008) propose une interpolation linéaire en définissant un même nombre de

points équidistants sur chaque section. Les berges de la rivière sont définies à l’avance. Ensuite, des sections intermédiaires sont représentées par des droites qui croisent perpendiculairement l’axe s et s’arrêtent sur les deux berges. Un même nombre de points équidistants sont créés sur ce segment de droite et une coordonnée z lui est assignée par interpolation linéaire entre les points correspondants sur les sections aval et amont. À partir de ces points un quadrillage de points est créé et peut servir de base pour réaliser une surface représentant le fond de la rivière. Cette surface est ensuite intégrée à un modèle numérique de terrain existant pour les abords de la rivière. La méthode est testée sur trois rivières très différentes : une rivière à méandres, une rivières à tresses et enfin une rivière urbaine plus rectiligne et étroite. La qualité de l’interpolation est vérifiée en réalisant celle-ci sur la moitié des données topographiques disponibles et en comparant les résultats avec l’autre moitié de ces données. Il a été démontré que la qualité du résultat ne dépendait pas uniquement de la méthode d’interpolation, mais aussi de la quantité de points mesurés, de leur espacement, de l’agencement des points de mesures, de l’espacement entre les sections et de la disponibilité d’autres informations topographiques telles que les frontières du lit mineur et donc la connaissance de la largeur, la sinuosité et la présence d’îles.

Cette méthode d’interpolation a été réutilisée par certains auteurs et comparée avec d’autres méthodes (plus proche voisin, triangulation de Delaunay et Kriging) sur deux rivières de types différents, l’une sinueuse et l’autre plus rectiligne. Sont testés non seulement les méthodes d’interpolation, mais aussi l’impact sur le résultat final de la méthode de prise de données, de l’espacement et de la situation des points mesurés. Le résultat est critiqué sur base de paramètres variés tels que la profondeur, la pente moyenne et la pente maximale. L’espacement des sections mesurées et du système de coordonnées utilisé aurait plus d’impact sur le résultat final que la méthode d’interpolation en tant que telle (Glenn et al., 2016).

2.5 Interpolations des sections de la rivière Cavillon

Deux techniques sont essayées ici. La première ressemble à la technique appliquée par Merwade. Cependant, dans le but de garder les valeurs exactes du profil du thalweg, qui sont précieuses dans la simulation 1D, on divise non pas la section entière en un certain nombre d’intervalles, mais les deux demi-sections de part et d’autre du thalweg en un certain nombre d’intervalles. En effet, sans cette précaution, le profil en long de la rivière varie de manière significative.

La deuxième méthode présentée est très spécifique à l’utilisation qui en est faite ici et ne peut être utilisée par exemple dans des SIG. En effet, la représentation géométrique n’a pas de sens réel. L’objectif est de conserver les paramètres utilisés dans la description de l’écoulement, en particulier l’aire mouillée et le rayon hydraulique, puisque la représentation géométrique n’importe pas dans le code hydraulique, vu que c’est un calcul en unidimensionnel. Les sections qui en résultent sont des sections symétriques qui ne représentent pas une topographie possible de la rivière.

Une méthode de vérification est aussi proposée et utilisée ici. Elle est surtout d’ordre qualitatif. En effet, trop peu de sections mesurées sont disponibles que pour utiliser une section sur deux pour l’interpolation et vérifier cette interpolation avec les sections non utilisées. C’est donc en vérifiant la continuité du produit $AR^{2/3}$ que ces interpolations sont validées ici.

Méthodes d’interpolation

Comme montré sur la figure 2.10, la première méthode d’interpolation (à gauche sur la figure) détermine un nombre égal de points à disposer à gauche et à droite du thalweg (50 points sont utilisés de part et d’autre du thalweg). Ces points sont donc équidistants entre eux sur une section, mais la distance entre points n’est pas la même sur chaque section

puisqu'elle dépend de sa largeur. Ces points sont ensuite reliés entre eux de section en section. Les sections fictives interpolées sont créées à partir de l'intersection de ces lignes et de plans verticaux aussi équidistants entre eux le long du thalweg.

Le schéma à droite sur la figure 2.10 représente la deuxième méthode d'interpolation. On fixe un nombre d'intervalles de hauteur à créer sur les sections. Le pas de hauteur de chaque intervalle d'une même section est donc le même, mais à nouveau il varie de section en section puisqu'il dépend de leur hauteur maximale. La largeur de la rivière à chaque incrément de hauteur est enregistrée et une fonction linéaire est créée entre une section amont et une section aval pour connaître la valeur des largeurs des sections intermédiaires fictives. Le point minimum de ces sections est déterminé à partir de la ligne qui joint les deux thalwegs des sections amont et aval. Le pas de hauteur pour lequel la largeur est calculée est aussi déterminé linéairement entre celui de l'amont et de l'aval. Sur base d'un même intervalle d'interpolation que pour la méthode précédente, on crée ainsi un autre ensemble de sections fictives interpolées.

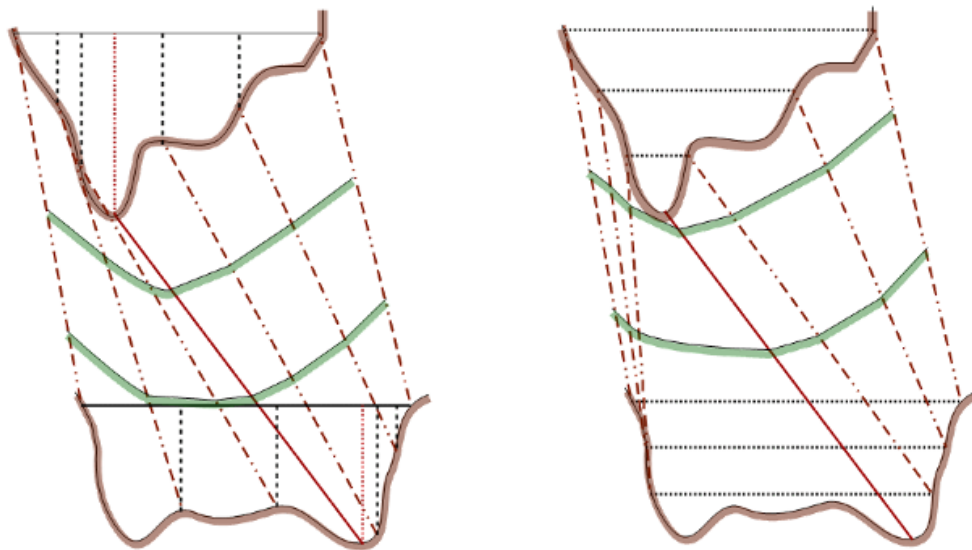


Figure 2.10: Méthodes d'interpolation : centrée sur le thalweg (à gauche) et sur base des largeurs (à droite)

Vérification

En guise de vérification, l'évolution du produit de $AR^{2/3}$ est tracé pour un niveau d'eau en absolu constant. En progressant vers l'aval, ce produit doit donc augmenter constamment puisque la hauteur disponible sous le niveau d'eau constant augmente pour chaque section un peu plus à l'aval jusqu'à ce que ce niveau d'eau dépasse le niveau maximum des berges des sections. Cette vérification est faite tout au long de la rivière. La figure 2.11 montre un échantillon de ces résultats.

Qualitativement, on y observe bien une augmentation du produit $AR^{2/3}$ mais la pente de ce graphe varie beaucoup. Cependant, la seconde méthode d'interpolation basée sur les largeurs semble plus pertinente que la première, car la pente de son graphe $AR^{2/3}$ présente des variations moins importantes. C'est donc cette dernière qui est utilisée par la suite. Elle est utilisée avec 10 intervalles de hauteur.

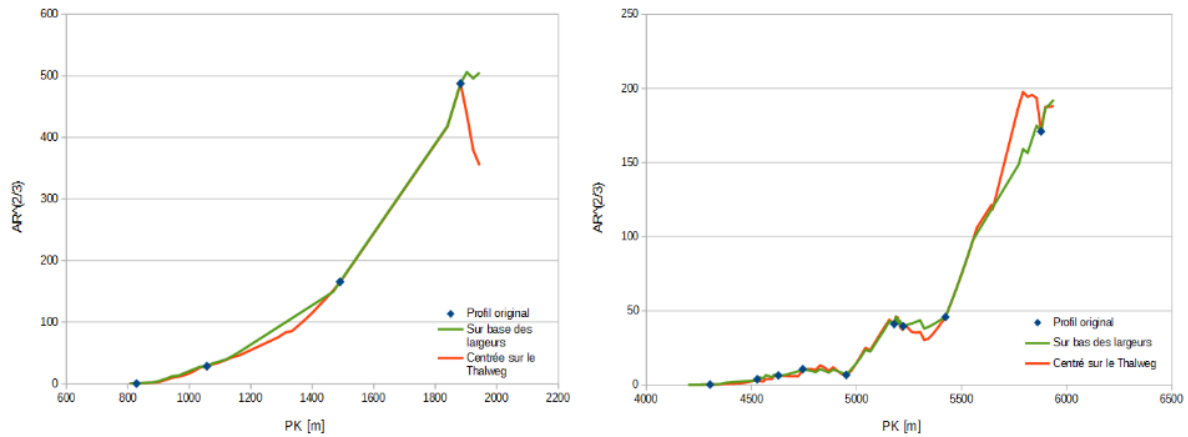


Figure 2.11: Évaluation de la continuité du produit $AR^{2/3}$ pour les deux modèles d'interpolation. À gauche, le produit est évalué pour un niveau d'eau constant de **45,1 m** et à droite pour un niveau d'eau constant de **36,1 m**. On s'attend donc à ce que ce produit évolue en augmentant constamment. Les points sont les valeurs de ce produit pour le profil original.

Conclusion

Une méthode d'interpolation a donc été choisie pour la suite du travail. Il reste une question à résoudre. En effet, vu que l'on dispose d'un modèle numérique de terrain pour les alentours de la rivière, la manière idéale de procéder serait d'interpoler les sections qui fournissent les valeurs de la profondeur de la rivière sous eau et qui ne sont pas valides sur le MNT. Ensuite, les sections interpolées peuvent être intégrées au MNT environnant. Cependant, cette étape s'est avérée plus compliquée que prévu parce que dans le cas de la rivière Cavaillon, les berges de la rivière ne sont pas toujours bien définies. Il n'est donc pas évident de situer géographiquement les sections fictives sur la topographie environnante réelle. Merwade y consacre d'ailleurs toute une section de son article. Cette piste est à poursuivre pour pouvoir affiner l'utilisation des interpolations dans les simulations. En effet, dans la suite de ce travail, les interpolations sont faites sur toute la largeur du MNT, perdant ainsi malheureusement une partie des informations qui sont en fait disponibles.

3 Transport solide

Nous avons vu que l'une des étapes de la modélisation dans SV1D est celle du calcul du débit solide en fonction du débit liquide, donc des conditions hydrauliques de la section. Ce chapitre présente les fondements théoriques à la base du calcul de transport solide. L'étude du transport dans la rivière Cavaillon sera présentée dans le chapitre suivant.

3.1 Charriage et suspension

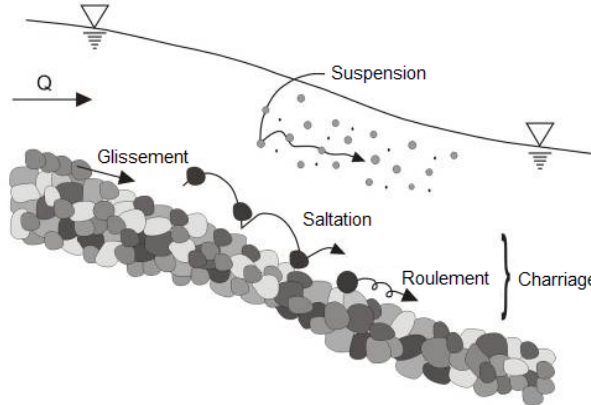


Figure 3.1: Transport solide par charriage (glissement, saltation et roulement) et en suspension

Source : (Pinto Martins, 2008)

En hydraulique fluviale, quand on considère des rivières naturelles, en plus de l'étude de l'hydrodynamique, c'est-à-dire de l'écoulement et plus précisément de la ligne de la surface d'eau, il faut tenir compte de l'évolution morphologique de la rivière. En effet, une rivière naturelle n'est pas fixée dans ses berges, elle évolue parce qu'il y a transport de sédiments. Ce transport solide se manifeste par érosion ou dépôt de particules sédimentaires, qu'elles soient des particules d'argile ou des galets. Son écoulement n'est donc pas seulement constitué d'un débit liquide mais aussi d'un débit solide. La rivière n'a-t-elle pas parfois une couleur brunâtre ? Quand on va s'y baigner, ne sent-on pas parfois les galets rouler sur nos pieds ? Ces deux phénomènes s'expliquent respectivement par le transport solide en suspension et le transport solide par charriage. Le débit solide quantifie donc le flux solide qu'il peut y avoir dans une rivière et celui-ci se meut par suspension ou par charriage, comme on peut le voir sur la figure 3.1. On a donc l'équation $Q_s = Q_{sb} + Q_{ss}$ où Q_s est le débit solide total,

Q_{sb} le débit solide par charriage et Q_{ss} le débit solide en suspension. Il est à noter que

$$q_{sb} = \frac{Q_{sb}}{L} \quad , \text{ où } L \text{ est la largeur de la rivière, est plus souvent utilisé.}$$

La charge en suspension est généralement caractérisée par des particules plus fines, telles que les argiles, même si cela dépend aussi des conditions d'écoulement, notamment de la vitesse. Il s'agit donc des sédiments qui peuvent être transportés par l'écoulement sans se poser sur le fond. A contrario, la charge qui se déplace par charriage est constituée de particules plus grossières, allant des sables jusqu'aux galets, qui ne peuvent pas être entièrement portées par l'écoulement. Le charriage se fait par saltation, glissement ou roulement. La répartition débit par charriage et débit par suspension varie très fort d'une rivière à l'autre.

Ce travail s'attelle à l'étude du transport solide par charriage uniquement, entre autres parce que les sédiments qu'on trouve dans la rivière Cavaillon sont plutôt des graviers et parfois des sables, qui, comme nous l'avons vu, sont généralement transportés par charriage. L'étude du transport solide par suspension peut faire l'objet d'un travail à part.

Enfin, il est important de faire une distinction entre transport solide et transport solide à l'équilibre. Il est rare qu'une rivière ne subisse aucun transport solide. Cependant, elle peut avoir un débit solide tout en restant stable, c'est-à-dire que l'érosion est compensée par le dépôt et vice versa. Il y a donc bien un flux solide et un déplacement de sédiments, mais pas de changements morphologiques significatifs. On parle alors de transport solide à l'équilibre.

Pour comprendre le transport solide par charriage qu'il peut y avoir dans une rivière, il existe plusieurs approches. Tout d'abord il peut être observé comme l'ont été certains changements morphologiques significatifs, repérés dans le chapitre précédent. Il peut être mesuré in situ, instantanément pendant une crue ou sur des fenêtres de temps définies. Il peut aussi être modélisé, grâce à des formules théoriques ou empiriques. Évidemment, toutes ces méthodes ne sont pas indépendantes les unes des autres. Par exemple, certaines formules doivent être calibrées grâce à des mesures de terrain, ou encore les observations de changements morphologiques peuvent être quantifiées par des mesures de terrain spécifiques. La section suivante présente un état de l'art des formules de transport solide par charriage qui ont été développées par le passé (Soares-Frazão and Zech, 2009).

3.2 Formules empiriques et semi-empiriques de transport solide

Il n'existe pas (encore) de modèle universel pour décrire le transport solide. En effet, la variabilité des rivières est tellement grande que les équations développées ne sont jamais valides que pour certaines rivières aux caractéristiques bien définies par le domaine d'application de la formule.

Du Boys, 1879

Le premier à avoir proposé une formule pour déterminer le transport solide est Du Boys en 1879. Beaucoup de formules proposées par la suite sont du même type que celle de Du Boys, c'est-à-dire qu'elles se basent sur le principe de la tension de cisaillement critique. L'équilibre d'un grain sur le fond du lit est garanti tant que la contrainte de cisaillement de l'écoulement aux parois du cours d'eau, aussi appelée force tractrice, est inférieure à celle qui détermine le début de l'érosion. La condition s'écrit : , où $\tau = \gamma R S_f$. $\tau_0 < \tau_c$

Le mouvement des sédiments du lit ne commence donc qu'une fois la contrainte de cisaillement critique près du lit atteinte. Il met en évidence les paramètres physiques principaux du transport solide. Beaucoup de formules proposées par la suite sont empiriques et n'ont donc pas toujours de lien direct avec les phénomènes physiques en jeu.

Du Boys propose de modéliser le lit de la rivière par plusieurs couches, dont l'épaisseur est fonction de la taille des particules dans le substrat. Les couches se mettent en mouvement une à une avec l'augmentation de la vitesse de l'écoulement. Les couches qui ne sont pas en mouvement sont celles où la force tractrice est égale au frottement. Chaque couche glisse à une vitesse différente dépendant de sa profondeur dans le substrat du lit. Avec toutes ces hypothèses, il établit sur des considérations uniquement théoriques une équation pour le transport solide par charriage de la forme :

$$q_{sb} = \Psi h S_f \left(h S_f - \frac{\tau_c}{\gamma} \right)$$

Depuis cette formulation, il a été démontré que la mise en mouvement des sédiments ne se fait pas comme elle est décrite par Du Boys. Cependant, sa formule calibrée empiriquement a malgré tout beaucoup été réutilisée (Soares-Frazão and Zech, 2009; Vázquez Tarrío, 2012).

Le paramètre d'arrachement de Shields

Pour exprimer le transport solide, il s'est avéré plus aisé d'exprimer certains paramètres de ce phénomène par des variables adimensionnelles. Cela permet, entre autres, d'exprimer la contrainte de cisaillement critique de manière universelle sans qu'elle soit liée à des variables dimensionnelles.

Il existe cinq variables adimensionnelles en sédimentologie. Les deux plus importantes et plus utilisées dans le domaine du calcul du transport solide sont le paramètre d'arrachement de Shields (Shields, 1936) :

$$\tau^* = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma_w) d} = \frac{\tau_0}{(s-1) \gamma_w d}$$

et le transport solide adimensionnel d'Einstein :

$$q_{sb}^* = \frac{q_{sb}}{\sqrt{g(s-1)} d^3}$$

où $s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w}$ est aussi une variable adimensionnelle qui caractérise la densité des grains.

Les deux autres variables adimensionnelles sont le nombre de Reynolds adimensionnel :

$$\text{Re}^* = \frac{u_* d}{\nu}$$

et le diamètre des grains adimensionnel :

$$d^* = d \left(\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right)^{1/3}$$

Le paramètre d'arrachement de Shields est lié à des paramètres de l'écoulement et à la taille des grains. La condition de mise en mouvement des grains, aussi appelée le seuil d'érosion, est donc entièrement décrite par certaines formules à partir de ce paramètre. Shields avait d'ailleurs établi une courbe représentative de la limite de stabilité des grains dans un écoulement à partir du graphe de τ^* en fonction de Re^* . La contrainte limite varie avec le diamètre des grains mais aussi avec le type de régime hydraulique.

La plupart des formules classiques de transport solide lient donc la contrainte de cisaillement adimensionnelle au transport solide adimensionnel. Le paramètre de l'arrachement permet de déterminer s'il va y avoir érosion ou non, il décrit bien le seuil d'érosion. Dans la suite de cette section, les formules qui déterminent le débit solide sont développées ; il est plutôt question de quantifier l'érosion une fois qu'elle a lieu, en passant par la quantification de la contrainte de cisaillement critique. Les travaux qui ont suivi ont donc tenté de donner une valeur aux coefficients de l'équation de Du Boys, dont la valeur de la contrainte de cisaillement critique (Soares-Frazão et Zech, 2009).

Meyer-Peter et Müller, 1948

La formule de débit solide la plus connue est celle de Meyer-Peter et Müller. Elle se base sur des expériences en laboratoire, avec des pentes variant entre 0,04 % et 2 % et pour des diamètres médians entre 0,4 et 28,65 mm. Ils proposent donc :

$$q_{sb}^* = 8 \left(\left(\frac{K_s}{K_r} \right)^{1,5} \tau^* - 0,047 \right)^{1,5}$$

avec $\frac{K_s}{K_r}$, un facteur de correction pour prendre en compte la rugosité des formes de fond.

Pour un lit sans formes de fond, l'équation devient :

$$q_{sb}^* = 8(\tau^* - 0,047)^{1,5}$$

On y repère la contrainte de cisaillement critique adimensionnelle, qui vaut ici 0,047 (Meyer-Peter and Müller, 1948; Smart, 1984; Wong and Parker, 2006).

Smart adapte la formule de Meyer-Peter et Müller pour prendre en compte des pentes plus importantes, en modifiant le raisonnement de la formulation de la contrainte de cisaillement critique adimensionnelle. Il développe donc une formule en partie théorique, puisqu'il se base sur des raisonnements théoriques, qu'il calibre avec les données de Meyer-Peter et Müller et les données de nouvelles expériences en laboratoire qu'il effectue. On parle donc de formule semi-empirique. Il préconise l'utilisation de sa formule pour des pentes de valeurs inférieures à 20 % et de distribution granulométrique dont le rapport $\frac{d_{90}}{d_{30}}$ vaut moins de 8,5 (Smart, 1984).

Plusieurs adaptations de la formule de Meyer-Peter et Müller existent encore. Par intérêt de comparaison, développons l'une d'entre elles, celle de Wong et Parker (Wong and Parker, 2006).

Pour les rivières sans formes de fond, Wong et Parker argumentent que la correction liée au formes de fond n'est pas nécessaire et proposent donc de réévaluer l'équation de Meyer-Peter et Müller pour le même ensemble de données (la partie sans formes de fond) et sans la correction des formes de fond. Ils proposent :

$$q_{sb}^* = 3,93(\tau^* - 0,0495)^{1,5}$$

Il existe une multitude d'autres formules du même style dérivées et ensuite adaptées par d'autres auteurs. Elles s'appliquent à d'autres genres de rivières, à d'autres granulométries ; elles sont calibrées tantôt sur des expériences en laboratoire, tantôt sur des mesures de terrain. Elles mettent en évidence d'autres paramètres hydrauliques pour représenter l'écoulement et la condition critique d'arrachement. Cependant, elles sont toutes de la forme :

$$q_{sb} = c(x - x_c)^b$$

où c et b sont des constantes déterminées empiriquement et x est un paramètre qui caractérise l'écoulement, comme la contrainte tangentielle ou le débit. x_c est donc la valeur critique de ce paramètre à partir de laquelle il y a arrachement (Vázquez-Tarrío and Menéndez-Duarte, 2015).

Einstein, 1950

Une petite parenthèse est faite ici pour décrire la méthodologie d'Einstein, qui est un peu différente de celle des formules classiques. Einstein considère le transport solide à l'équilibre et le décrit comme un échange entre les particules en mouvement et la couche du lit. Sur ces bases, il décrit le débit solide par les probabilités qu'ont les particules à se mettre en mouvement. Il se base sur l'idée que le transport solide est entièrement régi par des lois statistiques et utilise des variables locales de description de flux plutôt que la vitesse moyenne de l'écoulement, par exemple. Il n'utilise donc pas le concept de contrainte critique.

À la suite de ses expériences avec des particules variant entre 0,785 mm et 28,65 mm, il émet des hypothèses :

- La probabilité qu'un sédiment donné soit mis en mouvement par un écoulement dépend de sa taille, de sa forme, de son poids, et du type d'écoulement près du lit, mais pas de sa trajectoire passée.
- La particule bouge si la force instantanée de traînée vainc le poids de la particule.
- Une fois en mouvement, la probabilité qu'elle se dépose est la même partout où l'écoulement local ne pourrait la remettre en mouvement.
- La distance parcourue par une particule est une constante dépendant de sa taille.
- La saltation est négligée.
- Le transport solide ne perturbe pas la surface du lit.

Le débit solide dépend donc seulement de la composition du lit et des conditions de l'écoulement localement et il décrit le transport solide sur base d'une loi statistique. Ses hypothèses sont basées sur les principes du transport à l'équilibre, mais il étend sa méthode aux lits en transition si les conditions de ces lits permettent malgré tout de déterminer les variables en jeu.

Il y a quelques limites à sa méthode. Elle est tout d'abord très complexe à mettre en œuvre et à adapter. En outre, comme il compte ensemble le transport par charriage et en suspension, appliquer l'un séparément de l'autre peut se révéler compliqué. (Einstein, 1950)

Les équations modernes de transport solide

Comme le décrit Vázquez-Tarrío (Vázquez-Tarrío and Menéndez-Duarte, 2015), les équations modernes peuvent être distinguées des équations classiques, vues ci-dessus. Dans ces dernières, l'influence de l'écoulement et du débit sur le transport solide est beaucoup étudiée et décrite à travers la valeur critique d'arrachement. Cependant, l'influence de l'hétérogénéité de la granulométrie est peu mise en valeur. En effet, jusqu'à présent la granulométrie est représentée uniquement par son diamètre médian ou un autre diamètre représentatif. Toutes les particules plus fines ne sont donc pas comptabilisées dans le transport solide quand les paramètres de l'écoulement sont tout juste au-dessus du seuil d'érosion. Le transport solide y est donc sous-estimé. A contrario, là où les paramètres de l'écoulement sont bien supérieurs au seuil, le débit solide est peut-être surestimé.

Les équations modernes incluent des considérations plus complexes concernant les effets de taille relative des sédiments, du pavage et l'influence de la présence de sable. À priori, la contrainte de cisaillement critique dépend du diamètre des grains à déplacer : un grain plus gros est plus difficile à déplacer qu'un grain plus petit. Cependant, si il y a pavage du lit, les grains plus petits se logent et se cachent derrière les grains plus gros et ne peuvent donc être déplacés que si les grains plus gros le sont. De même, s'ils ne sont entourés que de petits grains, les gros grains ressortent plus du lit et sont emportés plus facilement. Ces phénomènes, influencés par la taille relative des sédiments, sont appelés respectivement « hiding effect » et « protrusion effect ». Brièvement, il s'agit de résoudre deux équations : celle du transport solide, qui relie un débit solide à une contrainte de cisaillement, et celle de l'effet des tailles relatives, qui relie une classe de grains à sa contrainte de cisaillement critique. Une équation de charriage est associée à chaque classe de taille de grains.

Le phénomène de transport solide est donc clairement complexe. En tentant de prendre en compte de plus en plus de particularités de ce phénomène, les équations de transport solide deviennent inévitablement de plus en plus complexes elles aussi. Pour ne citer que quelques auteurs, Wilcock et Crowe ainsi que Klingemann et Parker ont développé des équations dans ce sens (Chaudhry, 2008; Parker and Klingeman, 1982; Vázquez-Tarrío and Menéndez-Duarte, 2015; Wilcock and Crowe, 2003).

Recking, 2010

Recking a développé une équation de calcul de débit solide, du type des équations modernes, simple à mettre en place, en fonction du débit liquide plutôt que de la hauteur d'eau. Elle n'a pas besoin d'être calibrée avec des mesures de terrain, ce que la plupart des autres équations nécessitent en général, et utilise des variables facilement mesurables, dont nous disposons pour la rivière Cavaillon, par exemple. La formule de Recking est empirique et déterminée à partir d'un large ensemble de données de mesures sur le terrain et d'expériences en laboratoire. Selon Recking, elle n'a pas de limites dans son domaine d'application. Il a en effet vérifié sa formule sur un ensemble de données mesurées sur des rivières dont la pente variait entre 0,02 % et 8 % et dont le diamètre médian variait entre 0,9 mm et 99 mm.

Recking se démarque en utilisant comme norme pour les variables adimensionnelles de la contrainte de cisaillement et du débit solide le diamètre d_{84} , qui est plus représentatif selon lui. En effet, le d_{84} contrôle le transport solide en étant plus représentatif de la rugosité du lit que le d_{50} et en étant responsable du pavement du lit, puisqu'il est plus gros.

Il détermine d'abord séparément le débit solide dans le cas où toute la granulométrie est mobilisée et dans celui où la mobilisation est partielle. Il combine ensuite ces deux équations pour former un modèle complet. Son modèle final est aussi fonction du rapport entre la contrainte de cisaillement de l'écoulement et le paramètre d'arrachement critique et inclut une « hiding function » qui dépend de la granulométrie de surface par le rapport $\frac{d_{84}}{d_{50}}$.

Le calcul du débit solide avec ce modèle se fait en trois étapes : le calcul de la contrainte de cisaillement par le calcul de τ_{84}^* , le calcul de la contrainte critique de cisaillement par le calcul de τ_c^* (qui correspond à la transition entre mobilité partielle et complète des grains) et enfin le calcul du débit solide adimensionnel q_{sb}^* à partir duquel il est possible de calculer le débit solide par charriage total. Son modèle final est le suivant :

$$\tau_c^* = (5S_f + 0,06) \left(\frac{d_{84}}{d_{50}} \right)^{4,4\sqrt{S_f}-1,5}$$

$$\tau_{84}^* = \frac{RS_f}{(s-1)d_{84}} = \frac{S_f}{(s-1)d_{84} \left(\frac{2}{L} + 74 p^{2,6} (gS_f)^p q^{-2p} d_{84}^{3p-1} \right)}$$

$$\text{avec } \begin{cases} p=0,23 & \text{si } \frac{q}{\sqrt{gS_f} d_{84}^3} < 100 \\ p=0,3 & \text{pour tous les autres cas} \end{cases}$$

$$q_{sb}^* = \frac{14(\tau_{84}^*)^{2,5}}{1 + \left(\frac{\tau_c^*}{\tau_{84}^*} \right)^4}$$

τ_{84}^* est exprimé en fonction du rayon hydraulique et donc de la hauteur d'eau, il représente d'ailleurs la contrainte de cisaillement de l'écoulement sur les parois de la rivière. Cependant, comme l'objectif est souvent d'exprimer le débit solide en fonction du débit liquide, Recking propose aussi une formule pour τ_{84}^* en fonction du débit liquide, sans devoir passer par une connaissance de h et R_h de la rivière. Ici, τ_c^* est donné pour les graviers, puisque c'est cela qui nous intéresse. (Recking, 2013, 2010)

3.3 Application

Les formules de transport solide par charriage peuvent être appliquées telles quelles lorsqu'on veut connaître le débit solide potentiel d'une section de rivière pour un débit liquide spécifique dont on connaît bien les conditions d'écoulement. Elles peuvent aussi être incluses dans un code de calcul hydrodynamique. Les conditions d'écoulement de chaque section sont alors connues avec précision et le calcul de débit solide est intégré au calcul hydrodynamique. C'est ce que fait le code de calcul SV1D qui a été présenté à la section 2.1.

Ce chapitre a permis de mettre en évidence la multitude de formules développées pour évaluer le transport solide, certaines basées sur des hypothèses bien différentes, et avec une large gamme de résultats. Cela met en évidence la complexité de la quantification du phénomène. Par la suite, seule la formule plus couramment employée de Meyer-Peter et Müller est utilisée dans les simulations effectuées dans le cadre de ce travail.

Enfin, il est utile de remarquer que la plupart des formules ont été établies pour un domaine de conditions hydrauliques et de diamètres de grains restreint. Il faut donc y prêter attention lors de l'application des formules classiques. En théorie, la formule de Meyer-Peter et Müller, même adaptée par Wong et Parker, n'est applicable qu'à un diamètre médian maximum de 28,65 mm. Cependant, elle est malgré tout utilisée pour la rivière Cavaillon (dont le d_{50} dépasse parfois 50 mm), vu son utilisation courante dans la littérature scientifique, quelle que soit la granulométrie des rivières.

4 Étude du transport solide de la rivière Cavaillon

Dans cette section, il est question d'utiliser le code SV1D pour modéliser l'écoulement de la rivière Cavaillon et identifier les zones qui subissent un dépôt ou une érosion de leur fond. Une première approche a consisté à identifier à l'œil les changements morphologiques visibles auxquels la rivière a été soumise. Cette mise en évidence est comparée ici aux résultats des simulations. Comme décrit dans la section 2.1, le code SV1D permet de modéliser le transport de sédiments et c'est cet outil que nous avons mobiliser ici. Rappelons que SV1D ne mobilise un écoulement qu'en unidimensionnel ; cependant, à priori c'est suffisant pour établir une première étude du transport solide.

Pour toutes les simulations de cette section, les paramètres de la sédimentation sont fixés comme suit :

D50	0,05 m
Densité des grains	2,65
ϕ immergé	30
ϕ humide	85
Porosité (p)	0,47
Type de transport	À l'équilibre
Érosion des sections	Non-uniforme
Rupture des berges	Non
Équation de transport solide	Meyer-Peter & Müller : $q_{sb}^* = 8(\tau^* - 0,047)^{1,5}$

L'ensemble des sections originales est interpolé de manière à avoir 9 sections fictives intermédiaires entre chaque section originale. Comme précisé à la fin du chapitre 2, la deuxième méthode d'interpolation est utilisée, celle qui interpole les largeurs sur un nombre de pas de hauteur défini. On fixe $d_{50} = 0,05$ m car c'est la moyenne des diamètres médians pour toutes les sections. Les valeurs de ϕ , de porosité et de densité sont les valeurs généralement utilisées pour les sédiments naturels en rivière. Enfin, comme précisé à la fin du chapitre 3, c'est l'équation de Meyer-Peter et Müller qui est utilisée pour modéliser le débit solide.

4.1 Débits faibles

Jusqu'à un débit de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, la rivière s'écoule, selon le modèle, dans son lit mineur. Une première étude est donc faite avec le modèle des 51 sections originales, mesurées au GPS et interpolées selon le schéma décrit ci-dessus.

Pour $30 \text{ m}^3/\text{s}$, aucun débit solide n'est observé. Pour $60 \text{ m}^3/\text{s}$, le débit solide reste minime mais il est montré sur le graphique de la figure 4.1.

Une érosion d'une hauteur de moins de 10 cm et un dépôt d'une même hauteur sont observés autour du PK 7,37 (section 41).

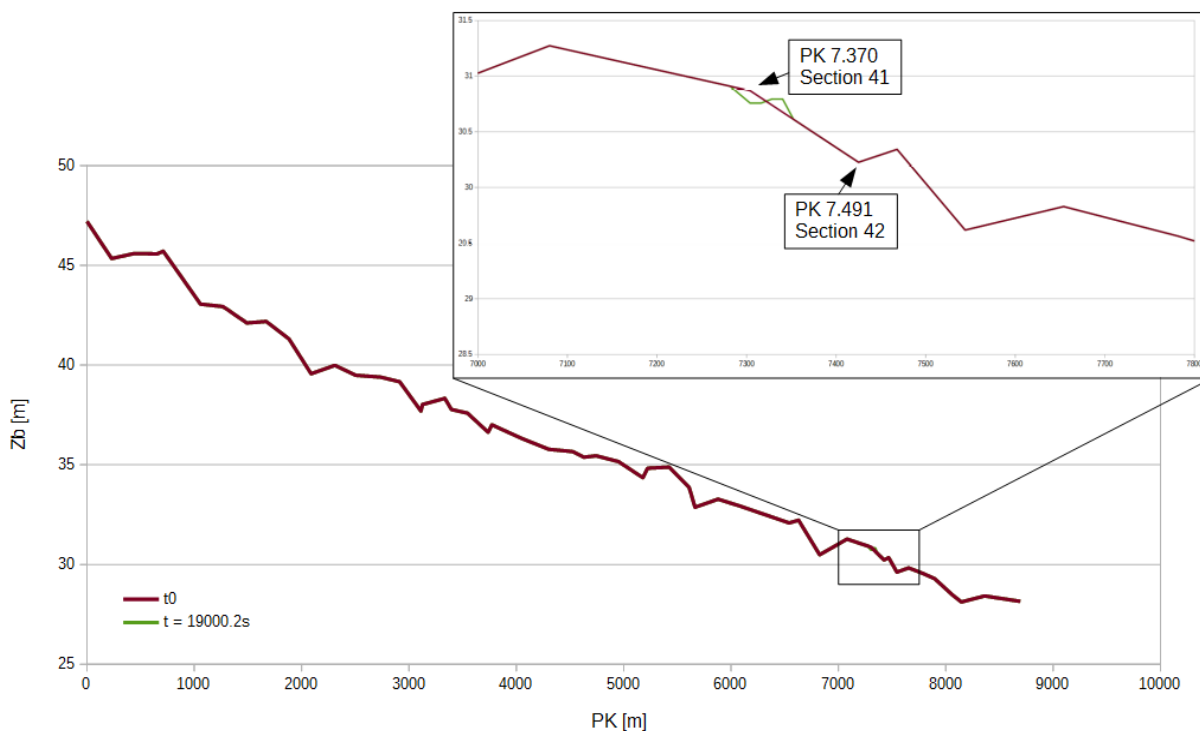


Figure 4.1: Profil en long de la rivière au temps initial et après 2 jours d'un écoulement de débit $Q = 60 \text{ m}^3/\text{s}$

Une orthophoto de la zone autour de la section 41 (à la figure 4.2) permet de situer cette dernière.



Figure 4.2: Orthophoto de la section 41 et alentours

4.2 Débordements

Au delà de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, on observe, en tout cas sur le modèle numérique, que la rivière ne coule plus uniquement dans son lit mineur mais déborde dans son lit majeur. Ce qui veut dire qu'en conservant le modèle du lit mineur, il est impossible de simuler des écoulements supérieurs à $60 \text{ m}^3/\text{s}$.

Comme nous avons à disposition un MNT des alentours, celui-ci est utilisé pour étendre le lit mineur. Comme précisé précédemment, les 51 sections originales sont étendues et l'interpolation est faite sur toute la longueur de ces sections. Une petite remarque est à faire ici. Pour alléger les simulations, les sections originales étendues, qui contiennent parfois plus de 1000 points grâce à la précision du MNT, ont dû être rééchantillonnées sur un nombre inférieur de points (800 points), ce qui a malheureusement parfois eu pour effet de changer la valeur du thalweg. Comme ces sections ne sont utilisées que pour la simulation de débits élevés et que la hauteur d'eau est donc bien supérieure à l'erreur de thalweg créée par cette manière de faire, l'effet possible sur les résultats est négligeable. Pour affiner les résultats, on pourrait cependant envisager de corriger cette petite erreur.

Même avec ce modèle étendu, certaines sections n'ont toujours pas de berges assez hautes pour y faire passer des débits élevés. Les points bleus sur la figure 4.3 sont les sections qui débordent pour 500 m³/s par exemple ; ce sont donc les sections pour lesquelles le niveau de la ligne d'eau est supérieur au niveau maximum des berges.

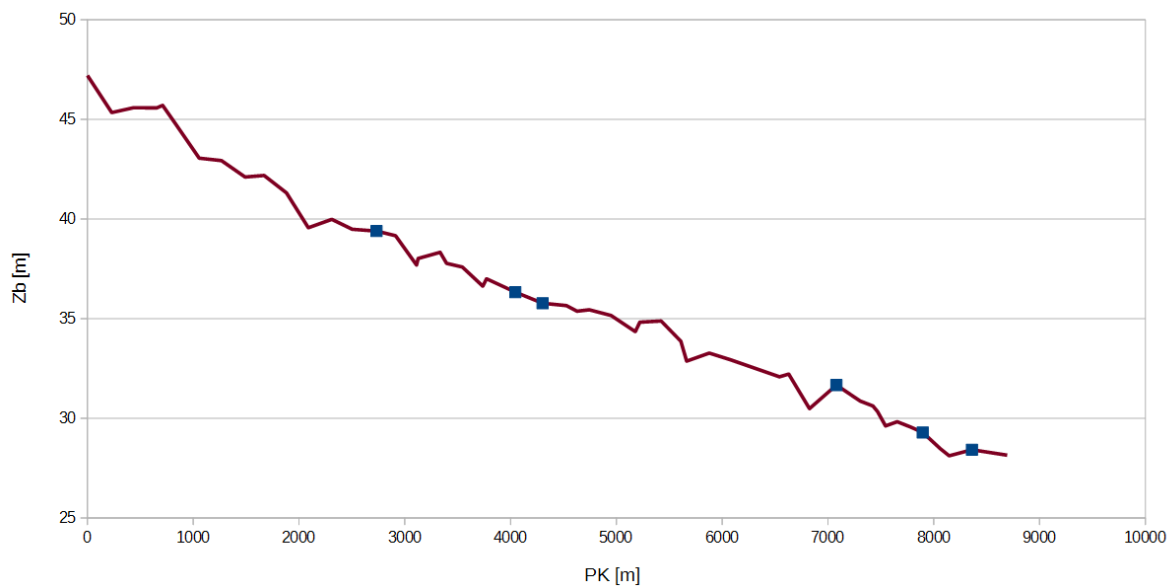


Figure 4.3: Profil en long de la rivière. Les points bleus sont les sections qui "débordent" pour 500 m³/s

Pour plus de détails, la figure 4.4 montre l'endroit géographique réel et les profils transversaux de ces sections. Ces profils présentent des murs artificiels de 10 m de haut en guise de berges qui permettent de simuler un écoulement sans être limité par la hauteur trop faible des berges.

Les figures 4.3 et 4.4 montrent les débordements rencontrés pour 500 m³/s. Cependant, à 100 m³/s, certaines de ces sections débordent déjà. Donc pour pouvoir analyser le transport de sédiments pour des plus grands débits, il faut un autre modèle, surtout que ce sont les débits plus importants qui nous intéressent. En effet, la plus grande partie des sédiments est déplacée lors des grandes crues de l'année ou pendant des événements exceptionnels, comme par exemple lors de l'ouragan Matthew. Ce genre d'événements mobilise plutôt des débits liquides de l'ordre de 500 – 1000 m³/s, au moins.

Deux méthodologies différentes sont poursuivies à la section suivante. Ensuite, les résultats pour des débits plus importants sont présentés.

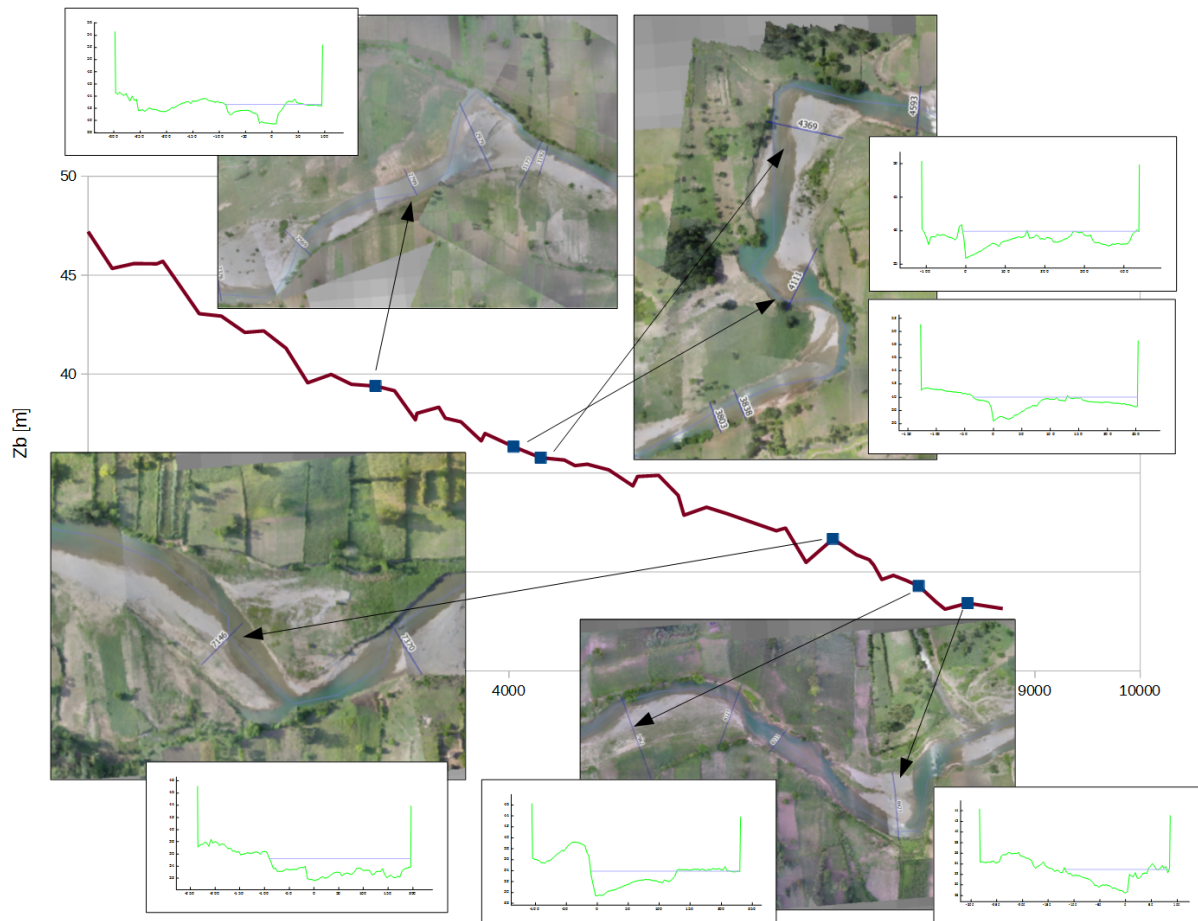


Figure 4.4: Profil en long de la rivière, superposé des orthophotos et des profils transversaux des sections qui débordent pour $500 \text{ m}^3/\text{s}$

4.3 Débits importants

Dans le cadre de la modélisation des écoulements plus importants avec débit plus élevé, deux modèles sont proposés. Le premier (un nouveau modèle « rectiligne ») considère qu'un débit plus important s'écoulera de manière plus rectiligne et coupe donc certains méandres. Le deuxième (modèle initial avec murs) est simplement le modèle bathymétrique utilisé jusqu'à présent avec des murs artificiels de 10 m de haut sur ses deux berges.

Un nouveau modèle « rectiligne »

À la section du PK 4,111 qui débordait pour $500 \text{ m}^3/\text{s}$, on peut très vite comprendre pourquoi la rivière déborde (figure 4.5). En effet, les deux rives de la section la re rencontrent un peu à l'amont et un peu à l'aval. Ses rives s'abaissent donc à ses extrémités et n'offrent pas de réelles berges à un écoulement important. On peut donc facilement imaginer qu'avec un tel débit, l'écoulement ne se fait pas le long du thalweg, comme l'indiquent les flèches bleues sur la figure 4.5, mais peut-être plutôt dans le sens de la flèche rouge.

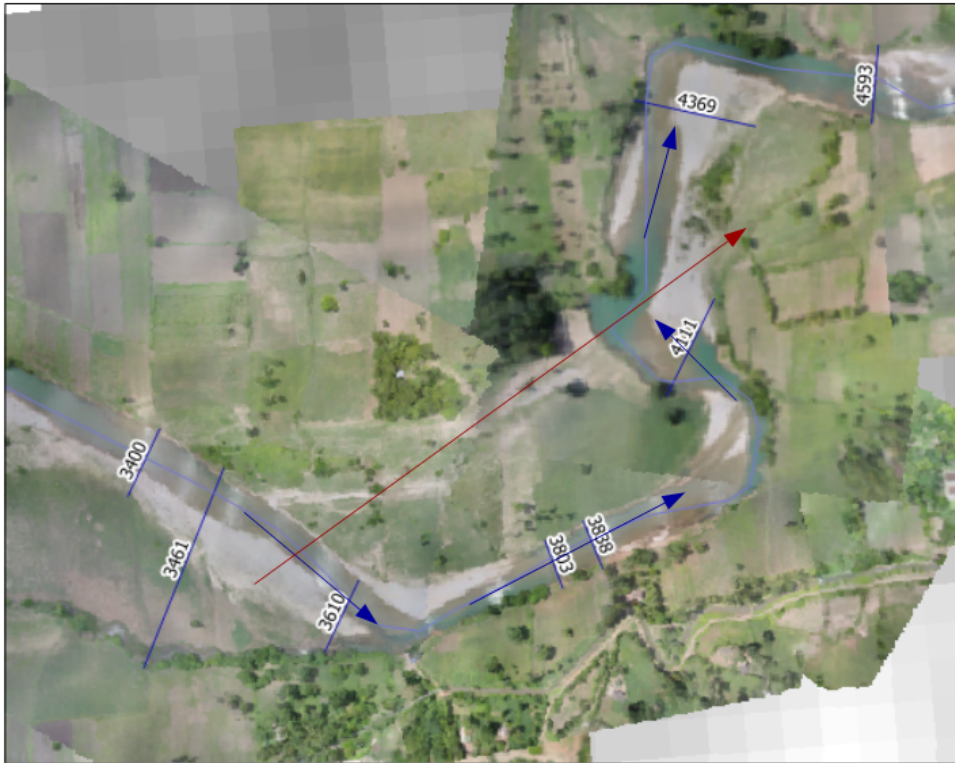


Figure 4.5: Rivière Cavaillon aux alentours du PK 4,111. Les flèches bleues représentent l'écoulement tel que modélisé jusqu'à présent. La flèche rouge représente l'écoulement qui pourrait se produire si le débit est élevé.

L'écoulement est donc tel qu'il change le tracé de la rivière. Il faut donc changer l'échelle de la modélisation, puisque la largeur de la rivière est approximativement de l'ordre de 500 m et non plus de 50 m. Dans cette première partie de l'étude des débits élevés, on crée un nouveau modèle avec à peu près trois fois moins de sections. Sur la figure 4.6, on peut voir ces 15 nouvelles sections avec des largeurs bien supérieures aux sections du modèle précédent. Il est à noter que ces sections sont réalisées grâce aux valeurs du modèle numérique de terrain créé à partir des photographies aériennes et étendu avec un modèle numérique de terrain de bien moindre précision (30 m x 30 m). Les informations du fond de la rivière sous eau sont donc perdues mais on suppose qu'à cette échelle, la différence réelle de profondeur avec le MNT est négligeable. Ce modèle a ensuite aussi été interpolé de la même manière que le modèle précédent.

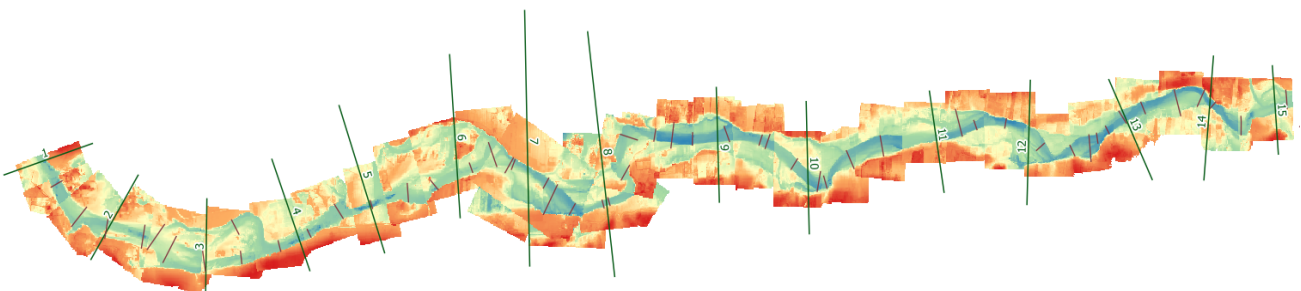


Figure 4.6: MNT de la rivière Cavaillon jusqu'au PK 8,76. Les 15 sections vertes représentent le modèle rectiligne proposé. Les sections marrons sont les 51 sections mesurées au GPS utilisées jusqu'à présent.

On modélise donc un écoulement de $350 \text{ m}^3/\text{s}$ et $750 \text{ m}^3/\text{s}$ constant pendant 2 jours. Les résultats sont montrés à la figure 4.7. L'érosion est généralement plus forte pour $750 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui confirme l'intuition. Étonnamment, il y a quand même deux endroits où l'érosion ou le dépôt est plus fort pour $350 \text{ m}^3/\text{s}$.

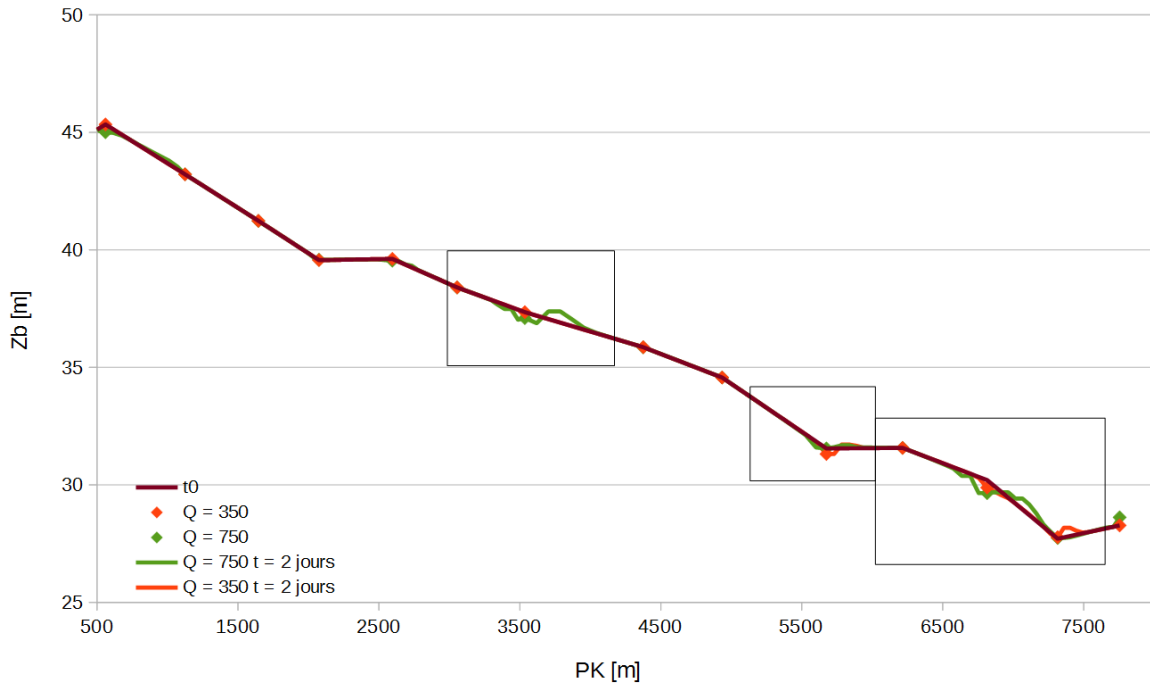


Figure 4.7: Profil en long de la rivière avec le modèle « rectiligne » au temps initial et après 2 jours d'un débit de 350 m³/s et 750 m³/s. Les points représentent les sections originales utilisées comme base pour l'interpolation.

Les encadrés de la figure 4.7 situent les gros plans des figures 4.8 et 4.9. Ces figures correspondent aux endroits de dépôts et d'érosion identifiés sur le profil en long de la rivière sur les orthophotos. La légende utilisée pour la représentation des sections sur les orthophotos est la suivante :

- Sections où il y a dépôt
- Sections où il y a érosion
- Section originales mesurées au GPS

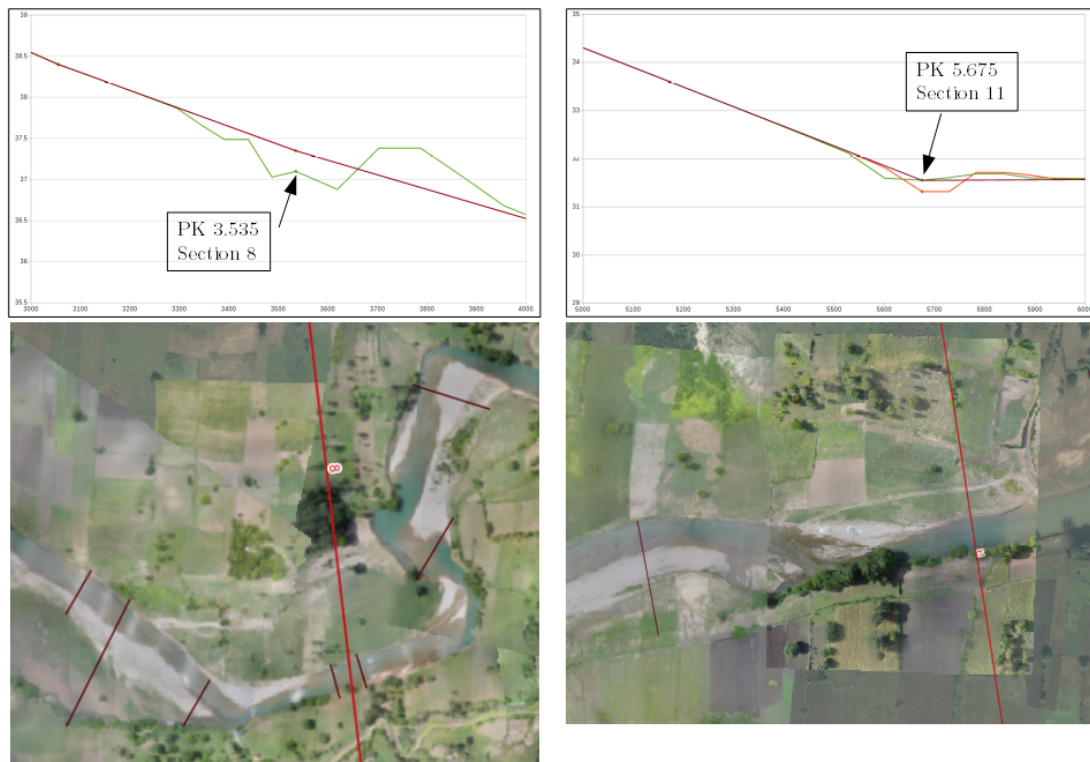


Figure 4.8: Zoom sur le profil en long de la rivière et orthophotos correspondantes. La source du fond de carte utilisé pour compléter les bords des orthophotos est Bing Aerial © 2016 DigitalGlobe

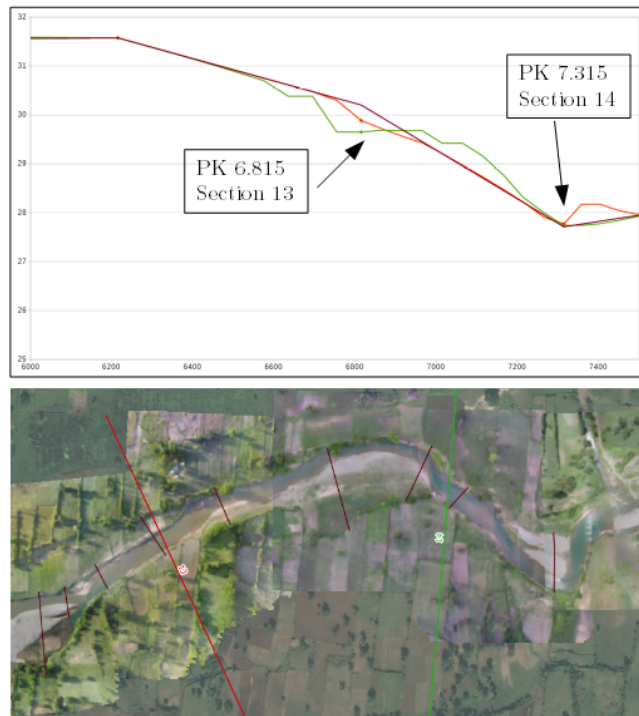


Figure 4.9: Zoom sur le profil en long de la rivière et orthophotos correspondantes. La source du fond de carte utilisé pour compléter les bords des orthophotos est Bing Aerial © 2016 DigitalGlobe.

Modèle initial avec murs

Le modèle présenté ici est le modèle initial dont les berges sont arrêtées par des murs verticaux. Il permet de garder la précision du fond de la rivière tout en pouvant y simuler des

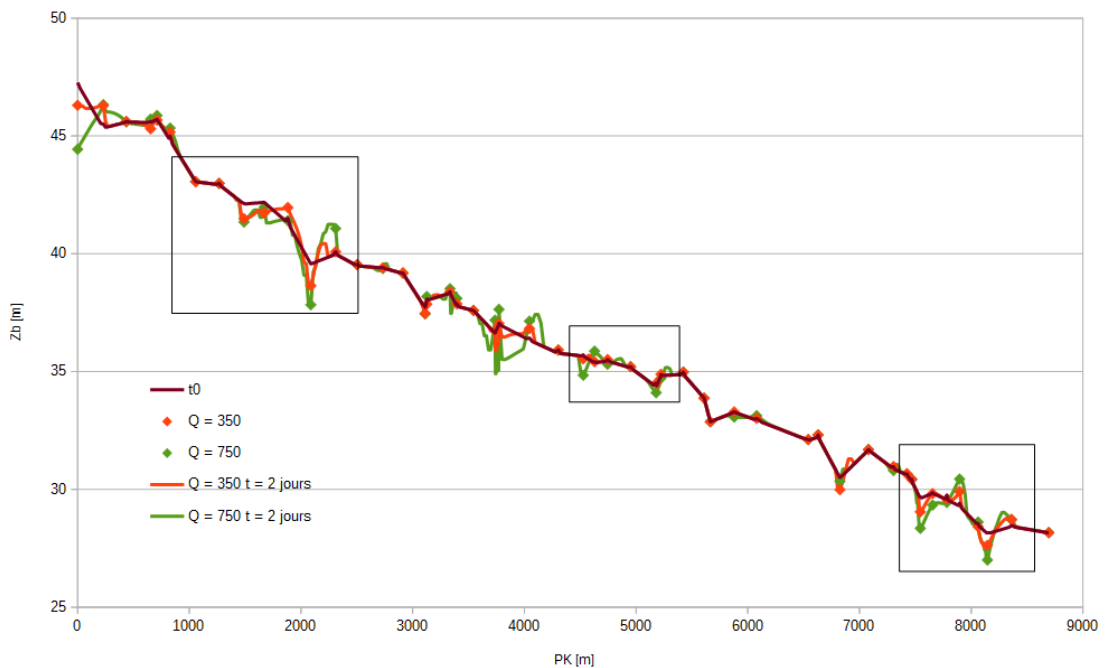


Figure 4.10: Profil en long de la rivière avec le modèle au murs au temps initial et après 2 jours d'un débit de $350 \text{ m}^3/\text{s}$ et $750 \text{ m}^3/\text{s}$. Les points représentent les sections originales utilisées comme base pour l'interpolation.

débites plus importants. Les résultats sont d'ailleurs assez différents que ceux produits par le modèle « rectiligne ». Ils sont présentés sous la même forme que pour ce dernier : le profil en long initial de la rivière et celui après deux jours qu'un débit de 350 et 750 m³/s se soit écoulé sont représentés à la figure 4.10. Les encadrés de cette figure sont représentés en gros plan sur les figures 4.11, 4.12 et 4.13.

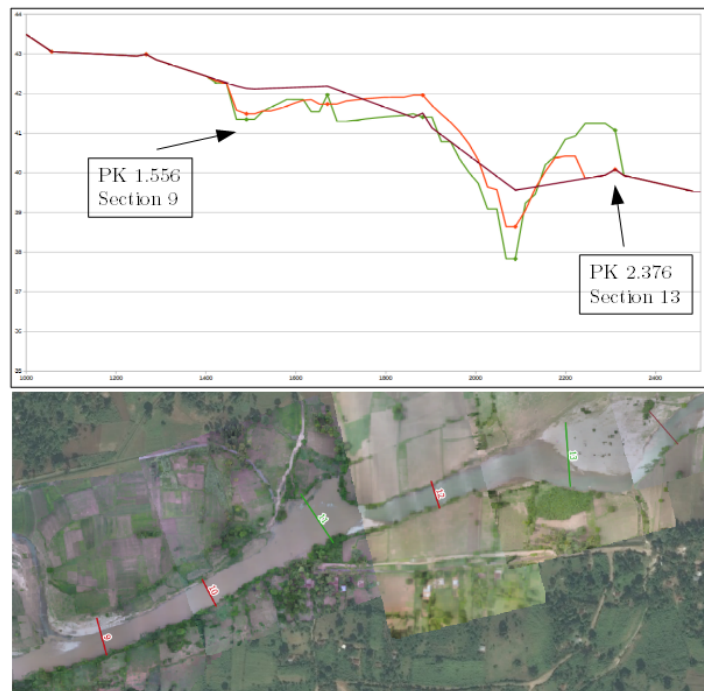


Figure 4.11: Zoom sur le profil en long de la rivière et orthophotos correspondantes. La source du fond de carte utilisé pour compléter les bords des orthophotos est Bing Aerial © 2016 DigitalGlobe.

À la figure 4.11, on voit qu'il y a généralement érosion dans les tronçons de rivière étroits et rectilignes. Il y a deux zones de dépôt, l'une au passage à gué de la rivière où l'écoulement est généralement peu profond et l'autre coïncide avec un banc de galets. Le même schéma est observable à la figure 4.12 : les tronçons étroits et rectiligne subissent une érosion. À la figure 4.13, on remarque quelque chose d'intéressant. Le dépôt de sédiments qui avait été repéré à la figure 1.12 se trouve ici juste à l'aval d'une section qui subit de l'érosion. À nouveau, on retrouve les sections à érosion sur des tronçons plutôt rectilignes et étroits et les sections à dépôt sur des bancs de galets.

À priori, ce second modèle semble plus pertinent que le précédent pour étudier le transport solide. On trouve quelques cohérences entre les prédictions des deux modèles : le modèle « rectiligne » prévoit de l'érosion plus ou moins au même endroit à sa section 8 et 13 que le modèle avec murs. Cependant, comme l'échelle de modélisation est différente, c'est difficile de comparer les résultats. On dira d'ailleurs plutôt que les deux modèles sont complémentaires, l'un décrirait ce qu'il se passe dans le lit mineur et l'autre dans les plaines d'inondations.

Comme c'est le deuxième modèle qui semble plus pertinent, il serait intéressant d'effectuer plus de mesures topographiques de la rivière, surtout la partie des profondeurs qui n'apparaissent pas sur le modèle numérique de terrain, pour compléter le modèle bathymétrique de la rivière.

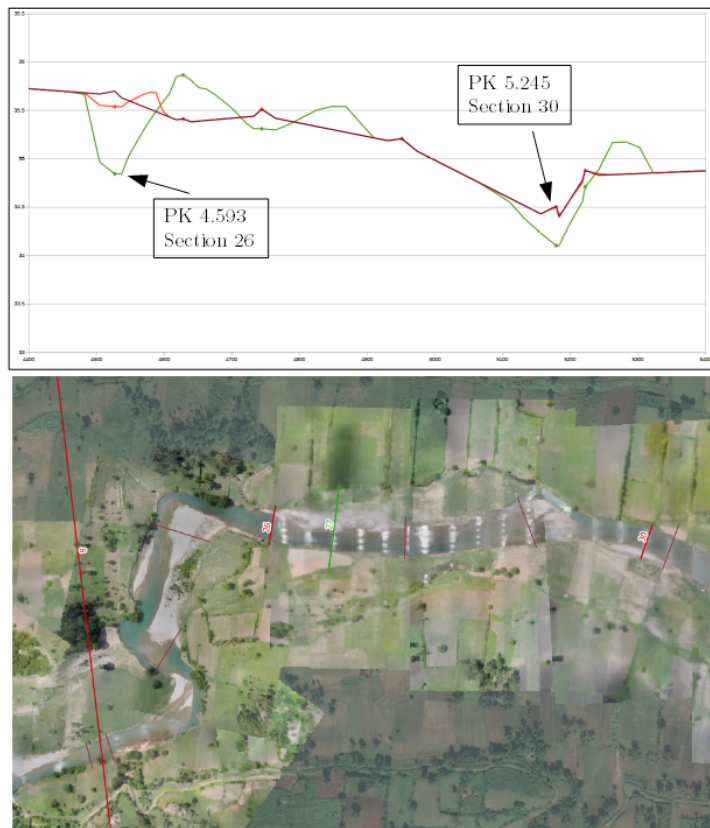


Figure 4.12: Zoom sur le profil en long de la rivière et orthophotos correspondantes. La source du fond de carte utilisé pour compléter les bords des orthophotos est Bing Aerial © 2016 DigitalGlobe.

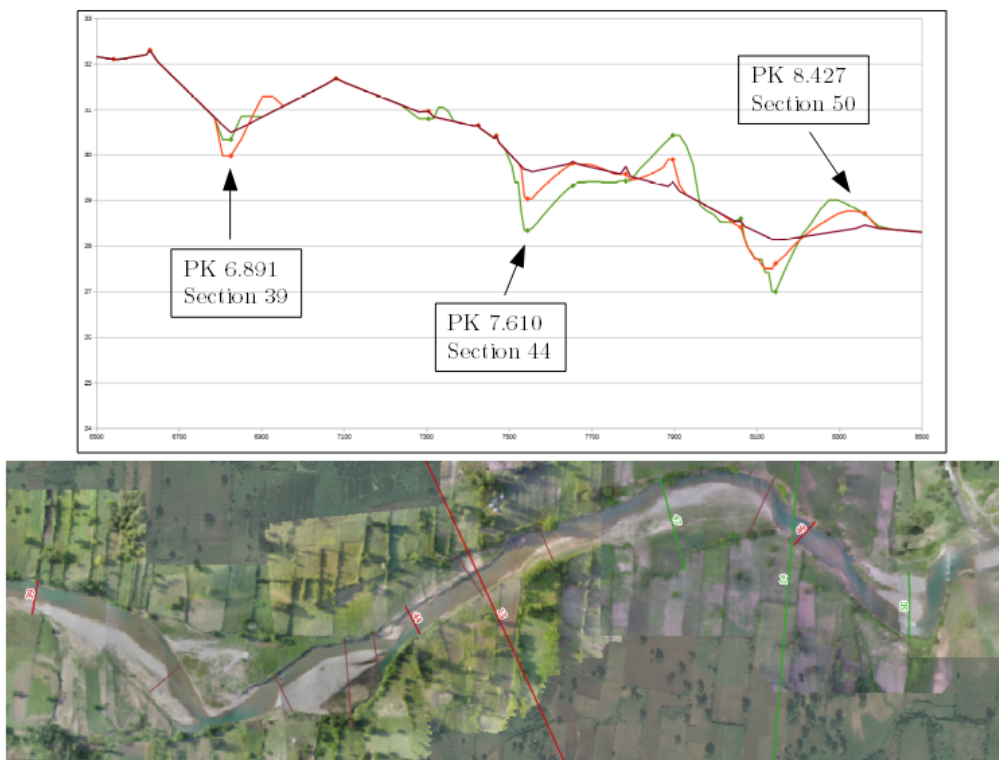


Figure 4.13: Zoom sur le profil en long de la rivière et orthophotos correspondantes. La source du fond de carte utilisé pour compléter les bords des orthophotos est Bing Aerial © 2016 DigitalGlobe.

4.4 Autres formules de transport

Dans les simulations réalisées pour ce chapitre, la formule utilisée pour quantifier le débit solide à partir des conditions de l'écoulement est celle de Meyer-Peter et Müller. Or, nous avons vu qu'il existe beaucoup d'équations différentes dans la littérature scientifique pour décrire ce phénomène. Et c'est cette équation qui quantifie l'érosion et le dépôt, qui dictent donc l'ampleur des résultats. Pour comprendre l'impact que ce choix d'équation a sur les résultats que nous venons de présenter, certaines des formules vues au chapitre 3 sont utilisées pour estimer le débit solide sur une section de la rivière Cavaillon.

Dans ce cadre, ces formules vont être appliquées avec certaines hypothèses simplificatrices puisque l'objectif est plutôt qualitatif. Les données utilisées sont les mesures de granulométrie et les 51 sections. Ces dernières fournissent des informations sur le profil en long de la rivière et sa largeur. Trois équations sont appliquées, deux équations classiques, l'équation de Meyer-Peter et Müller originale et la version adaptée par Wong et Parker et une équation moderne, celle de Recking.

Meyer-Peter et Müller et Wong et Parker

Comme entrée pour cette formule, il faut connaître S_f et h pour le calcul de la contrainte de cisaillement de l'écoulement et d_{50} pour la rendre adimensionnelle. Comme calculé précédemment, une fonction exponentielle est fittée au profil en long de la rivière et S_0 est calculée en chaque point comme la pente de cette fonction. Elle varie entre 0,27 % et 0,16 %. Elle est utilisée à la place de S_f dans le calcul de la contrainte de cisaillement, en faisant l'hypothèse, très simplificatrice, que l'écoulement est uniforme. Le diamètre médian d_{50} est calculé à partir des granulométries connues. La hauteur d'eau h est estimée par la formule de Manning pour le régime uniforme aussi, $h = \left(\frac{Qn}{S_0^{1/2} L} \right)^{3/5}$, dans laquelle on a aussi fait

l'hypothèse que $R=h$ qui peut être faite quand la largeur de la rivière est beaucoup plus grande que sa hauteur et $n=0,035$. Enfin, pour calculer les débits liquides et solides totaux, il faut aussi connaître la largeur, L . Elle est prise constante et égale à la largeur maximale du lit mineur en chaque section. Ceci est aussi une approximation puisque la largeur de la rivière varie avec la hauteur d'eau qui remplit son lit.

Recking

Pour l'application de la formule de Recking, moins d'hypothèses sont prises puisque cette formule a été développée spécifiquement pour sa facilité de calcul. S_0 est calculé de la même manière que ci-dessus et est aussi utilisé pour approximer S_f . L est aussi pris comme une constante. Comme Recking le prédit, il y a donc une grande incertitude sur S_0 et L , pour lesquelles les hypothèses sont malgré tout simplificatrices.

Résultats

Le débit solide est projeté en fonction du débit liquide pour une section de la rivière. La section choisie à titre d'exemple est la section 39, au PK 6,825. Elle apparaît dans les résultats de la section précédente à la figure 4.13. Les caractéristiques de la rivière à cette section sont :

S_0	0,0018
L	49 m
d_{50}	36 mm
d_{84}	75 mm

Les trois formules sont comparées sur la figure 4.14.

Comme prévu par Recking, le débit solide est sous-estimé par les formules classiques de transport solide pour les petits débits et surestimé pour les grands débits. La même relation se retrouve ici entre sa formule et les deux formules classiques de transport solide. Le seuil d'érosion est clairement visible pour ces deux dernières : en-dessous de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, il n'y a pas de mouvement des grains pour $d_{50}=0,036 \text{ m}$. Ce seuil se retrouve d'ailleurs à plus ou moins $300 \text{ m}^3/\text{s}$ pour des grains de $0,05 \text{ m}$ de diamètre médian, qui est la moyenne pour la rivière Cavaillon. La formule de Recking par contre tient compte du mouvement des sédiments de taille inférieure.

Il est donc intéressant de remarquer que, dans cette section de la rivière, un débit de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ déplacerait la moitié des sédiments du lit, selon Meyer-Peter et Müller.

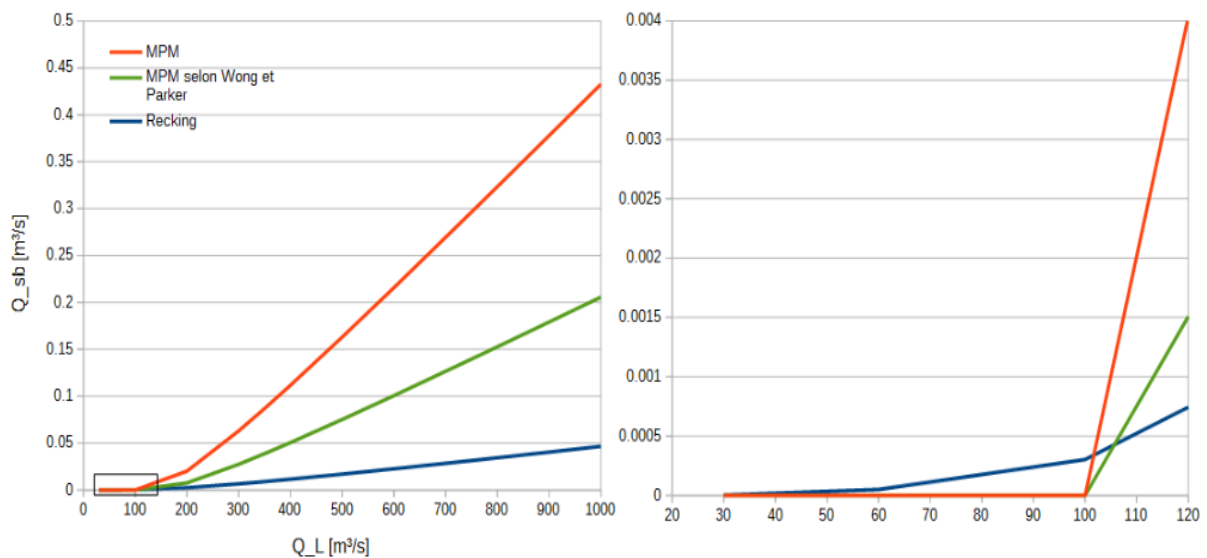


Figure 4.14: Transport solide par charriage dans la rivière Cavaillon, selon Recking, Wong et Parker et Meyer-Peter et Müller (MPM). La figure de droite est un gros plan entre 0 et $120 \text{ m}^3/\text{s}$ de la figure de gauche.

Enfin, notons la différence de résultats pour $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ en fonction de la formule de transport solide utilisée. En effet, il y a presque un facteur 10 entre le résultat minimal et maximal.

4.5 Bilan

Grâce aux simulations avec SV1D, nous avons pu identifier des zones qui semblent à priori plus sujettes à des phénomènes de transport solide. Il y a la zone autour du passage à gué (PK 2 environ), la zone aux environs du PK 5 où l'écoulement de la rivière pourrait prendre une forme très différente sous des débits élevés et enfin la zone vers la fin de ce tronçon (PK 7), un peu avant le premier affluent où l'on remarque d'ailleurs sur le terrain des grands dépôts de sédiments (figure 1.12).

Cependant, dans ces simulations, une hypothèse importante a été prise : celle de la description du transport solide par la formule de Meyer-Peter et Müller. Hors, nous avons vu dans la deuxième partie de ce chapitre que le débit solide prédit est très sensible au choix de formule de transport solide. En fonction de la formule choisie (et du débit), il va jusqu'à être quadruplé voire décuplé.

Il serait donc intéressant de poursuivre ce travail de simulation en utilisant différentes formules de transport solide. En particulier, il serait pertinent d'étudier les résultats pour des simulations avec des équations de transport solide qui se basent sur des hypothèses différentes, comme par exemple les équations de type moderne, et dont le résultat ne varie donc pas seulement en fonction d'un coefficient multiplicateur. Les simulations pourraient peut-être évaluer d'autres zones de la rivière sensibles au phénomène de transport solide et cette possibilité est à explorer.

5 Méthodes de mesure in situ du transport solide par charriage

Après avoir identifié les endroits de la rivière sensibles au phénomène de transport solide, il peut s'avérer utile de tenter d'y mesurer un débit solide réel in situ. Dans un premier temps, ces mesures pourront aider à valider ou invalider les résultats des simulations. Mais à long terme, avec beaucoup de mesures de débit solide, on peut obtenir une courbe de tarage sédimentaire qui lie débit liquide et débit solide, et elles peuvent ainsi servir à évaluer la formule de transport solide la plus adaptée à cette rivière et éventuellement la calibrer.

5.1 État de l'art

Cette section est divisée en deux parties. En fonction de la fenêtre d'observation, il y a essentiellement deux procédés pour mesurer le transport solide. Soit on tente de mesurer directement un flux, un débit et la perspective est plutôt eulérienne : on enregistre tout ce qui passe par une section de la rivière. Soit on tente de comprendre le parcours des sédiments dans la rivière et la perspective est plutôt lagrangienne : on suit certaines particules dans l'écoulement. La première section est donc consacrée à l'étude des méthodes de mesure de type « nasses et pièges ». La seconde section s'occupe des méthodes de mesure de types « traceurs ».

Une autre distinction peut être faite parmi ces méthodes. On distingue en effet les méthodes traditionnelles, qui ont fait leurs preuves, de méthodes plus récentes. Parmi ces dernières, certaines sont déjà beaucoup utilisées mais la plupart sont encore à l'état de recherche et de mise au point et utilisent justement les méthodes traditionnelles de mesure de transport solide aux fins de calibration et vérification (Gray et al., 2010). Cette distinction sera détaillée dans chacune des sections.

La dernière section est consacrée à la mesure de débit solide par analyse globale de la topographie de la rivière et des changements morphologiques qu'elle subit.

Mesure du flux de transport solide

Nasses

Le moyen le plus simple et le plus direct de mesurer un débit solide est de récolter un échantillon pendant un temps donné. C'est ce que proposent de faire les pièges à sédiments, ainsi que les nasses, mais à deux échelles différentes.

Il y a trois types de nasses couramment utilisées : le préleveur Helley-Smith, le préleveur Ehrenberger et le BTMA (Bedload Transport Meter Arnhem). Le Helley-Smith est constitué d'un sac en filet, d'une structure pour sa stabilité et d'une entrée avec une buse pour provoquer une diminution de pression et ainsi aspirer les sédiments à l'intérieur du sac. La largeur de l'entrée est de 76mm ou 152 mm. Il se place sur le fond du lit pour faire des prélèvements. L'Ehrenberger est fondé sur le même principe mais n'a pas de buse à son entrée pour créer une chute de pression ; l'ouverture est donc beaucoup plus large (70 cm) pour permettre la récolte d'échantillons. Il est donc plus adapté à des sédiments plus larges. Enfin, le préleveur BTMA est adapté aux fonds sableux pour lesquels la pose d'un appareil de mesure sur le fond peut vraiment perturber la mesure. Ce préleveur est conçu de manière à ne pas mettre en suspension les sédiments du fond lorsqu'il se pose sur le fond, grâce à sa structure plus complexe. La figure 5.1 montre des images de ces trois types de nasses. Lors du calcul du transport par charriage à partir de ces mesures, un coefficient d'efficacité de la

méthode de mesure est généralement utilisé. Celui-ci est proposé à partir d'études précédentes du dispositif (Camenen, 2014).

Les nasses sont généralement portables et utilisées à la main. Cependant, elles peuvent aussi être utilisées à partir d'un pont ou d'un bateau. En fonction du débit solide à mesurer et de la granulométrie de la rivière en question, il est utile de choisir une taille d'ouverture adaptée. En général, il est conseillé d'avoir une ouverture dont la taille vaut plusieurs fois la taille des sédiments à échantillonner, pour ne pas biaiser l'échantillon vers des tailles plus petites. Il est possible d'ajuster les dimensions de ces nasses en les fabriquant soi-même pour qu'elles correspondent mieux à l'objectif d'étude. Le sac de récolte doit aussi être assez grand pour ne pas saturer trop vite. Plus la prise d'échantillon peut se faire longtemps, plus celui-ci sera représentatif. La taille des mailles du sac de récolte doit être bien choisie : trop grandes, les mailles biaiseront l'échantillon vers des tailles de sédiments plus élevées ; trop petites, elles capturent aussi les sédiments en suspension alors que le but de la mesure est seulement le charriage. Selon certains auteurs (Whitaker and Potts, 2007), les échantillons de sédiments grossiers sont suffisants pour calibrer les modèles de transport solide. La méthodologie suivie consiste à mesurer plusieurs verticales sur une section en fonction de l'homogénéité de la section. Ces mesures doivent être couplées à des mesures de débit (ou vitesse) instantanées pour pouvoir établir une courbe de tarage sédimentaire.



Figure 5.1: Trois types de nasses: l'Ehrenberger en haut à gauche, le BTMA en bas à gauche et le Helley-Smith à droite

Source : (Camenen, 2014)

Les avantages de ces techniques sont qu'elles permettent la récolte d'un échantillon. Des informations de volume, de poids et de distribution granulométrique des sédiments en mouvement peuvent donc être récoltées. Les inconvénients sont l'incertitude quant à la perturbation de la méthode dans l'écoulement, donc de ce qu'elle mesure et l'incertitude quant au coefficient d'efficacité à utiliser. Les nasses ne sont aussi généralement utilisées que pour mesurer le débit solide en écoulement à faible débit. Il faut pouvoir se positionner dans la rivière pour faire des campagnes de mesures, ce qui est rarement possible lors de grosses crues. De plus, les appareils sont assez fragiles.

Une alternative aux nasses portables est de fixer la nasse dans le lit de la rivière pour pouvoir mesurer en période de gros débits. L'impact qu'à la nasse sur l'écoulement et donc le débit solide mesuré est négligé. Cette méthode permet d'augmenter le temps

d'échantillonnage et de réduire les incertitudes de mesures liées à la variation temporelle court-terme (voir figure 5.2). (Bunte et al., 2004; Camenen, 2014; Whitaker and Potts, 2007)

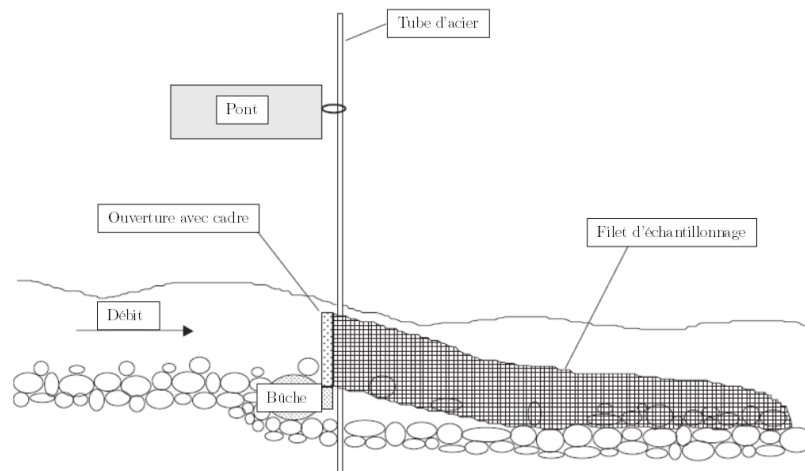


Figure 5.2: Système de nasse fixée au lit de la rivière

Source : (Whitaker and Potts, 2007)

Pièges et trappes

Les pièges mesurent les dépôts sédimentaires par l'implantation d'un barrage au sein du lit de la rivière ou de plages de dépôt. Ils permettent donc de connaître de manière globale le transport solide d'une rivière et donnent un ordre de grandeur de celui-ci plutôt que des mesures exactes. Une plage de dépôt (figure 5.3) est une zone où les sédiments se déposent, car la section de la rivière s'élargit, la rivière s'approfondit ou la pente diminue. Certains tronçons de rivière peuvent présenter naturellement ce genre d'aménagement propice à l'étude de l'évolution sédimentaire.



Figure 5.3: Plage de dépôt, Isère

Source : (Camenen, 2014)

Les mesures récoltées sont le volume (en général par mesure topographique) et la granulométrie. La mesure de débit solide est une moyenne, puisque les pièges ne permettent pas de mesurer instantanément le débit solide. Les pièges doivent être vidés après chaque crue pour pouvoir mesurer correctement le débit solide pour un débit liquide donné, qui est lui aussi moyen sur tout l'hydrogramme de la crue en question.

Les trappes sont justement des pièges améliorés. En général, elles sont de taille bien inférieure et sont munies de capteurs de pression qui permettent d'enregistrer un poids cumulé instantané. Combinées à des mesures de débit liquide en instantané, les trappes fournissent

assez d'informations pour esquisser une courbe de tarage sédimentaire. Sur l'ensemble d'un événement hydraulique, c'est-à-dire d'une crue, elles permettent une compréhension plus détaillée du phénomène de transport solide. Elles sont idéalement disposées sur des seuils de rivières pour que le fond soit stable et ne biaise pas la mesure. Cependant, les trappes doivent être vidées assez souvent pour éviter d'être saturées et sont encore une technique assez coûteuse, puisqu'elles nécessitent un gros travail d'installation, de mise en place et de maintenance (Camenen, 2014).

Chaînes d'érosion

Une chaîne d'érosion est installée dans le lit d'une rivière avant une crue et la longueur qui dépasse est notée. Dans le cas de la figure 5.4, c'est la longueur L_1 . Après une crue, la chaîne peut se retrouver plus enfouie, il y a alors eu dépôt. Elle peut se retrouver plus à découvert, il y a eu érosion. Il est aussi possible de calculer la hauteur d'érosion et de dépôt, s'il y a eu érosion et puis dépôt. Ce cas de figure est représenté à la figure 5.4. L'érosion peut être calculée par : $\Delta z_b = L_1 - L_{2e}$ et le dépôt est représenté par L_{2d} . Par contre, le contraire n'est pas enregistré: si il y a eu dépôt et puis érosion, la chaîne n'est pas déplacée et il est donc impossible de se rendre compte de ce phénomène par la chaîne d'érosion. Pour que les résultats soient représentatifs, il faut placer plusieurs chaînes d'érosion sur une seule section de rivière, puisque le débit solide varie sur la largeur de la rivière. Enfin, si le débit liquide est connu pour la crue en question, les informations de transport solide peuvent y être liées (Camenen, 2014).

Pratiquement, les chaînes d'érosion sont idéalement installées lorsque que la rivière est à sec ou quasiment pour faciliter l'insertion de celle-ci dans le substrat. Divers mécanismes ont été inventés pour faciliter son installation (Laronne et al., 1994). Les techniques peuvent être choisies en fonction du type de substrat et des matériaux disponibles. On peut aussi installer une chaîne simplement en creusant un trou et en y installant la chaîne avant de reboucher le trou. Cependant, cette technique est très invasive et l'impact qu'elle a sur les mesures n'a pas été quantifié. La taille des maillons de la chaîne doit aussi être bien choisie pour ne pas influencer le résultat. En général, il est conseillé qu'elle soit de l'ordre de grandeur de la taille des sédiments du lit.

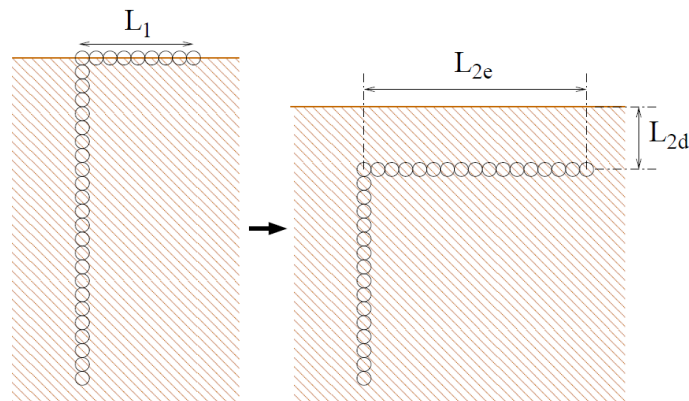


Figure 5.4: Principe de fonctionnement des chaînes d'érosion

Source : (Camenen, 2014)

La chaîne d'érosion permet de mesurer la couche active du substrat du lit de la rivière, c'est-à-dire celle qui est sujette à érosion et dépôt, et donc en constante évolution. Un inconvénient de cette méthode est que le lit de la rivière doit être perturbé après chaque crue pour mesurer la chaîne. De plus, à elle seule, elle ne peut pas décrire le débit solide, puisque la granulométrie du flux sédimentaire n'est pas connue. Aussi, elle ne rend pas compte des différents pics de débit solide qu'il peut y avoir au cours d'une seule crue. Généralement, c'est

une méthode à utiliser en combinaison avec d'autres (Camenen, 2014; Houbrechts et al., 2012; Laronne et al., 1994).

Une alternative à la chaîne d'érosion est une chaîne de perles flottantes ancrée dans une sous-couche du lit de la rivière. Elle permet de mesurer l'érosion sans devoir excaver la chaîne, même s'il y a eu dépôt par-dessus (Nawa and Frissell, 1993).

Méthodes acoustiques

Les méthodes acoustiques sont typiquement un exemple des méthodes de mesure de transport solide relativement récentes et encore en développement. Elles regroupent les géophones et les hydrophones.

Le géophone est une plaque sismique qui est installée dans le lit de la rivière et enregistre le nombre d'impacts qu'elle subit. Les capteurs d'impacts sont des plaques d'acier inoxydable qui convertissent l'énergie mécanique en énergie électrique et permettent l'enregistrement en continu de l'activité sédimentaire. Le capteur est sensible à l'impact d'une particule qui pèse entre 0,5 g et 2 kg. Cependant, il n'enregistre en fait que l'impulsion et non l'onde créée, ce qui veut dire que pour l'instant la technologie ne compte que le nombre de sédiments et ne peut pas en déduire un débit solide puisqu'il ne connaît pas la masse. Enfin, il enregistre à une fréquence de 5Hz, ce qui lui permet de ne pas enregistrer plusieurs fois une même particule qui roulerait sur la plaque (puisque'il comptabilise maximum 5 impacts par seconde). En général, plusieurs plaques sont installées dans le lit de la rivière sur toute sa largeur pour prendre en compte les variations d'activité sédimentaire entre le milieu et les rives de la rivière. Downs (Downs et al., 2015) a utilisé cette méthode et démontré le potentiel de l'utilisation du géophone dans la mesure de transport solide effectif.

D'une manière similaire, l'hydrophone enregistre l'énergie acoustique de particules s'impactant entre elles, ce qui permet d'en déduire la quantité de particules en mouvement dans l'écoulement. Cette méthode nécessite par contre beaucoup de travail pour interpréter les résultats.

Les avantages de ces méthodes sont qu'elles sont peu intrusives et qu'elles demandent peu de main d'œuvre pour la récolte des données. En effet, les données de mesures sont enregistrées en continu et la récolte de données peut se faire à distance. Il y a cependant quelques désavantages. Tout d'abord, ces méthodes ne sont pas encore au point ; il reste surtout du travail de recherche dans l'interprétation claire des résultats. De plus, elles ne permettent pas de récolter des données sur la granulométrie des sédiments en mouvement. Et enfin, la mise en place de ces outils dans la rivière nécessitent du gros œuvre de génie civil et est généralement assez coûteux (Camenen, 2014; Downs et al., 2015).

ADCP

L'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) est utilisé surtout dans le cadre de mesures de mouvements de fonds sédimentaire sableux. En bref, il mesure la vitesse d'un écoulement grâce à l'effet Doppler, en émettant un signal ultrasonique qui se reflète sur les particules en suspension dans l'eau de l'écoulement. Cependant, il est aussi utilisé pour mesurer directement la vitesse des sédiments se déplaçant sur le fond des rivières. Combiné à un GPS, l'ADCP peut donc mesurer les déplacements instantanés de la couche supérieure du lit de la rivière. Il existe encore certaines indéterminations quant à la mesure de l'épaisseur de la couche en mouvement, qui permettrait de calculer un débit solide, ainsi que des incertitudes quant à la limite entre le transport par charriage et le transport en suspension dans ses mesures. Cependant, c'est une méthode de mesure qui a beaucoup de potentiel car elle est peu intrusive (mesure à partir de la surface de l'eau sans toucher le fond) et elle pourrait aussi mesurer le transport solide dans des conditions difficiles là où d'autres méthodes ne peuvent pas être déployées (Camenen, 2014; Le Coz et al., 2007).

Mesure de la dynamique particulière

Cette prise de perspective pour la mesure du transport solide fournit inévitablement des informations différentes sur le phénomène de transport solide. En effet, les mesures effectuées sont généralement des mesures de distances parcourues par les particules suivies. Elles ne permettent donc pas de mesurer un débit solide en tant que tel. Cependant, elles peuvent permettre de connaître le seuil d'érosion à partir duquel il y a transport. Enfin, elles permettent donc aussi de mettre en évidence la nature stochastique du transport solide : une particule ne se déplace pas de la même manière qu'une autre de même taille exactement au même endroit. (Camenen, 2014)

Traceurs peints

Le principe est de peindre des cailloux avec des couleurs très visibles, de les poser sur le fond de la rivière avant une crue en enregistrant leur position au moyen d'un GPS par exemple, de les retrouver après les crues et de mesurer la distance parcourue. En général, on choisit des sédiments de la rivière à peindre pour qu'ils présentent le plus possible les caractéristiques des sédiments réellement transportés dans la rivière. De plus, on sélectionne des sédiments de tailles variées, car en retrouvant les galets peints par après et en les remesurant, on peut comprendre quel type (surtout la taille) de sédiments a été déplacé par la crue en question. Enfin, les sédiments peints sont disposés sur toute la largeur de la rivière pour permettre une comparaison des conditions de transport au milieu de la section et sur ses bords. En plus de mesurer la distance charriée, on peut calculer le seuil de mise en mouvement des sédiments grâce à la connaissance de la taille des sédiments et du débit de la crue. Si les échantillons de traceurs peints sont assez grands, ils peuvent éventuellement permettre une estimation du volume de sédiments charriés.

Les limites de cette méthode sont, d'une part, le taux très faible de récupération car si les traceurs sont enfouis, ils ne sont plus visibles et donc impossible à retrouver et d'autre part, le fait qu'elle est intrusive, puisqu'il faut ramasser chaque sédiment pour le remesurer. (Camenen, 2014)

Traceurs magnétiques

Les traceurs magnétiques fonctionnent exactement sur le même principe que les traceurs peints. Au lieu de peindre des sédiments issus de la rivière, on leur injecte un composant ferromagnétique. Cette méthode est proposée pour améliorer le taux de récupération des traceurs. En effet, au lieu de se tenir à une inspection visuelle de la rivière après chaque crue, on la parcourt avec un détecteur magnétique, ce qui permet de retrouver les particules enfouies.

Cette méthode présente cependant des inconvénients. D'abord, elle est toujours aussi intrusive que les traceurs peints et pour les mêmes raisons. Ensuite, bien que le taux de récupération soit meilleur, il n'est pas total. S'il y a des signaux parasites, la détection se fait plus difficilement. Enfin, les sédiments doivent avoir une taille qui permet d'injecter le composant ferromagnétique ; les sédiments de petite taille ne peuvent donc pas être suivis avec cette méthode, au contraire des traceurs peints. Enfin, l'injection du composant dans le galet peut altérer son poids et donc influencer le phénomène de transport solide.

Comme les traceurs peints, ils permettent de déterminer le seuil d'érosion, la taille des sédiments mobilisés et la distance parcourue par les sédiments. De plus, comme ils peuvent être enfouis et retrouvés, on peut connaître leur profondeur d'enfouissement (Eaton et al., 2008; Gob et al., 2005).

De la même manière, des composants radioactifs ont été utilisés dans le passé pour comprendre la dynamique particulaire (Courtois and Sauzay, 1966). Pour des raisons environnementales cette méthode est aujourd'hui très peu, voire plus du tout utilisée.

Traceurs avec PIT-Tags

Enfin, toujours avec le même principe de fonctionnement, les PIT-tags (Passive Integrated Transponders), autrement appelés RFID-tags (Radio Frequency Identification), permettent aussi de tracer des sédiments du lit. Cette fois, les sédiments sont injectés d'un PIT-tag qui permet de renvoyer son code d'identification quand il est repéré par l'antenne, grâce à un lecteur RFID (figure 5.5). Cette méthode est donc beaucoup moins intrusive que les deux précédentes, puisqu'elle ne nécessite pas le remaniement des sédiments à chaque relevé. En effet, le code peut contenir, entre autres, des informations sur la taille du galet.



Figure 5.5: De gauche à droite : Un galet incisé dans le quel on insère le PIT-tags que l'on rebouche avec du mortier époxyde. Antenne et lecteur RFID. Méthode de recherche des traceurs en parcourant la rivière de long en large après une crue. Photographies prises lors d'une campagne de terrain avec Alexandre Peeters et Geoffrey Houbrechts à Manhay, Belgique en mars 2016

Le désavantage de cette méthode, c'est que comme il n'y a pas besoin de déterrer le galet, on ne connaît pas sa profondeur d'enfouissement. De plus, avec plus de 30 cm d'enfoncement dans la couche du lit, l'antenne ne le détecte plus. Il y a une marge d'incertitude sur cette valeur puisque cela dépend aussi de la position du tag par rapport à l'antenne. Comme pour les traceurs peints et magnétiques, le relevé des positions des traceurs après une crue demande beaucoup de travail, puisqu'il faut parcourir toute la rivière et sur toute sa largeur. De plus, idéalement il faut faire un relevé après chaque crue pour pouvoir relier les informations sur les distances parcourues à un débit liquide spécifique (Houbrechts et al., 2015).

Une solution alternative consiste à arrimer une antenne fixe sur la rive pour disposer d'une section de contrôle à travers laquelle on répertorie tous les galets marqués de tags qui y passent. On mesure alors plutôt un temps de parcours, puisqu'on a enregistré au préalable sa distance à l'antenne. Cette méthode permet d'éviter les longues journées de récupération des données. Elle s'apparente à la mesure avec les géophones et hydrophones en matière de perspective sur le transport solide (Bunte, 2010; Camenen, 2014).

Évolution morphologique

Cette section présente encore une approche différente pour quantifier le transport solide sur le terrain.

Tout d'abord, il faut différencier le flux solide du bilan sédimentaire. Le flux solide prend en compte tout ce qui est transporté à un moment donné alors que faire un bilan sédimentaire revient à calculer un flux net. En effet, s'il y a eu par exemple érosion à un endroit de la rivière, et qu'il y a ensuite dépôt au même endroit qui compense la première érosion, le bilan sédimentaire n'enregistrera pas d'activité sédimentaire, alors qu'il y a bien eu un flux solide.

Étudier l'évolution morphologique d'une rivière revient à faire un bilan sédimentaire global. Ce genre d'étude peut très bien servir, tout dépend de l'objectif de l'étude du transport solide. Dans un contexte d'étude qui cherche à caractériser la quantité de sédiments qu'un barrage risque de capturer, il faut connaître le flux total de sédiments. Dans le cadre de ce travail, de telles restrictions n'existent pas. On peut par exemple envisager de comparer un flux net avec le résultat des simulations avant et après le passage d'un écoulement à débit important.

Certains auteurs ont donc tenté de caractériser quantitativement l'évolution morphologique des rivières. Pour ce faire, il faut disposer de modèles numériques de terrain réalisés à deux moments différents, par exemple avant et après une crue. En comparant ces deux MNT, généralement en créant un MNT de différence entre les deux, on peut comprendre où il y a eu érosion et dépôt. Pour illustrer cette opération, un MNT de différence réalisé dans le cadre d'une étude d'évolution morphologique par Lane (Lane et al., 2003) est présenté à la figure 5.6.

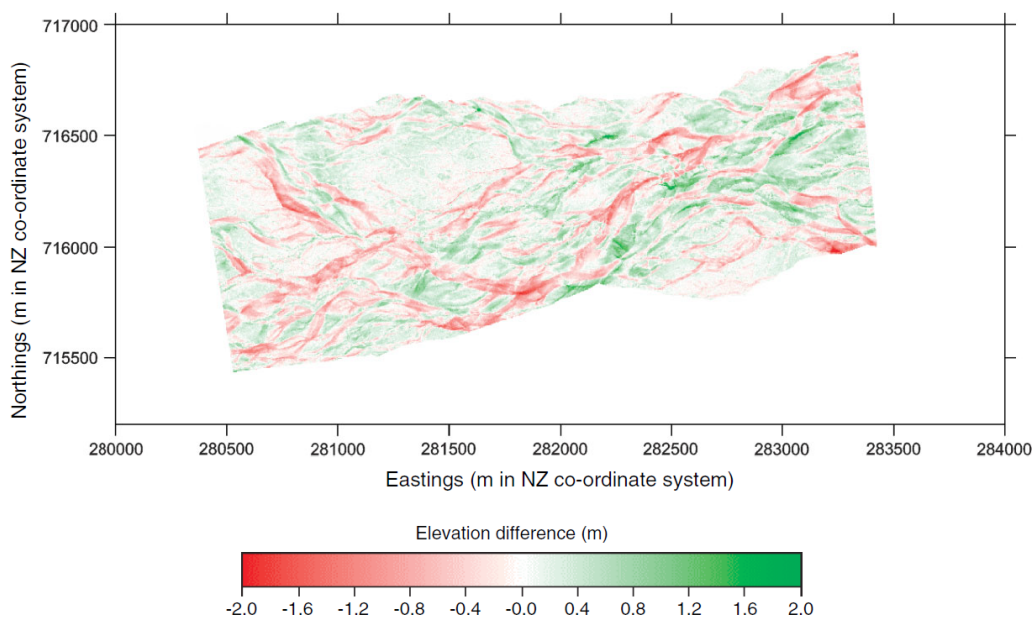


Figure 5.6: MNT de différence créé par Lane. Rivière Waimakariri, Nouvelle-Zélande, entre février 1999 et 2000.

Source : (Lane et al., 2003)

À priori, cette méthode a beaucoup de potentiel. Cependant, il reste quelques problèmes à résoudre. À chaque MNT est associée une erreur. Quand on manipule ces MNT, et surtout si on fait la différence entre deux MNT, l'erreur est propagée dans les résultats. Il faut pouvoir quantifier cette propagation d'erreur pour connaître l'erreur associée aux résultats. L'autre problème, qui a déjà été évoqué, c'est que les MNT sont de plus en plus produits par photogrammétrie ; or cette technique ne permet pas d'évaluer correctement les profondeurs sous eau. Cet inconvénient s'ajoute à l'erreur initiale associée à un MNT, qui se propage lors de la manipulation de MNT (Camenen, 2014; Lane et al., 2003; Rumsby et al., 2008).

Si ces problèmes sont résolus, un MNT de différence peut permettre de déterminer le débit solide net dans une rivière. De plus, des méthodes sont aussi en cours de développement

(Rumsby et al., 2008) pour pouvoir prendre en compte le fait que le débit solide ainsi comptabilisé n'est que partiel et ainsi réduire l'erreur dans la comptabilisation du débit solide total.

Conclusion

Pour clôturer cette section, il est utile de remarquer que la plupart des auteurs combinent différentes méthodes de mesure de transport solide, puisqu'elles sont souvent complémentaires. Ainsi, Liébault (Liébault and Clément, 2007) a combiné l'utilisation des traceurs peints, des chaînes d'érosion, des mesures topographiques et des mesures de hauteur d'eau pour qualifier et quantifier le transport solide de rivières en Drôme.

Il existe beaucoup de méthodes différentes de mesure de transport solide qui évaluent des aspects différents du charriage, que ce soit le flux solide brut, l'évolution nette de la morphologie, la distance parcourue des sédiments, le seuil d'érosion ou encore le temps moyen de déplacement d'un galet.

5.2 Installation d'instruments de mesure dans la rivière Cavaillon

La section précédente présente donc un éventail de méthodes disponibles pour la mesure du charriage en rivière. Il est donc temps de déterminer quelles sont celles qui sont applicables à la rivière Cavaillon. En effet, il faut tenir compte de plusieurs facteurs :

- Il faut une méthode peu chère.
- Comme la rivière se situe à Haïti et dans une région reculée, les chercheurs ne sont pas toujours sur le terrain. Il faut donc une méthode qui ne nécessite pas trop d'interventions, et donc pas une fréquence d'échantillonnage élevée. De plus, les chercheurs ne sont pas disponibles sur le terrain pour mesurer pendant un événement de crue, puisque celui-ci est généralement peu prévisible.
- Les mêmes matériaux disponibles en Europe ne sont pas toujours disponibles sur le terrain. Il faut donc utiliser des matériaux qui peuvent être trouvés sur place ou qui peuvent y être amenés.
- Le but du projet c'est d'instaurer des méthodes sur place d'étude de la rivière pour qu'elles soient par la suite exploitables sur place. Il faut donc des méthodes de mesure qui soient accessibles à tous, faciles d'utilisation et qui ne nécessitent pas, par exemple, l'utilisation de programmes de gestion de données inaccessibles.
- On connaît désormais la taille moyenne des sédiments dans le lit de la rivière. Il faut des techniques adaptables à la mesure du déplacement de ces sédiments en particulier.
- Le régime hydrologique spécifique de la rivière doit également être pris en compte. Pendant une crue par exemple, vu les débits qui s'écoulent dans la rivière, il est impossible de faire des mesures avec les pieds dans la rivière et aucun pont n'enjambe la rivière Cavaillon, à part à Cavaillon même.
- Le tronçon de rivière étudié est assez long. Il faut donc une méthode de mesure adaptée à cette échelle ou sélectionner des zones spécifiques à mesurer.

Vu toutes ces conditions, la méthode principale que nous ambitionnons de tester est celle des traceurs. En effet, vu la longueur de rivière étudiée et l'impossibilité de faire des mesures pendant un événement de crue, cette méthode paraît particulièrement appropriée. Les traceurs doivent être placés avant un événement de crue et la récupération des données peut être faite après. Parmi les traceurs, trois types sont retenus : les traceurs peints, les traceurs magnétiques et les PIT-tags.

Comme les traceurs magnétiques et les PIT-tags nécessitent tous deux l'achat d'une antenne relativement coûteuse (Annexe 1), les traceurs peints ont été choisis comme premier essai. Ils permettront d'évaluer l'efficacité des résultats et donc la valeur de l'investissement dans d'autres méthodes.



Figure 5.7: En haut: Insertion d'une chaîne d'érosion. À droite la longueur initiale dépassant le lit de la rivière est mesurée.

En bas : Injection de cailloux peints dans la rivière. La gamme des tailles des particules peintes est large.

De plus, des chaînes d'érosion sont aussi implantées dans le lit de la rivière, là où les sédiments sont disposés. Elles permettent une mesure complémentaire de ceux-ci, puisque les traceurs ne permettent de mesurer que le seuil d'érosion et la distance parcourue par les sédiments. Les chaînes donneront un peu plus d'informations quant à la quantité de sédiments charriés. Tout le matériel utilisé a été trouvé sur place. Les cailloux peints ont été prélevés dans la rivière pour être réellement représentatifs du transport solide qui s'y passe. Les photos de la mise en place de ces méthodes sont montrées à la figure 5.7.

Les traceurs peints pourront fournir des mesures de la distance parcourue. Cependant, comme on insère une granulométrie hétérogène de cailloux peints, ils fourniront aussi des informations sur le seuil d'érosion en fonction de la taille des sédiments qui auront bougé ou non pour des débits connus. Et les chaînes fourniront des informations concernant la couche active de sédiments du lit et permettront de quantifier le transport solide.

Les chaînes et cailloux peints ont été installés dans la rivière en juin 2016, et leur emplacement est indiqué sur les figures 5.8 et 5.9. Les endroits ont été choisis parce que la rivière présentait des tronçons étroits et rectilignes, ce qui facilite le relevé des cailloux peints après une crue. L'étendue de rivière à parcourir est moins grande. De plus, il est à noter que le deuxième endroit choisi correspond à une partie de rivière qui érode le plus dans les simulations (figure 4.13).

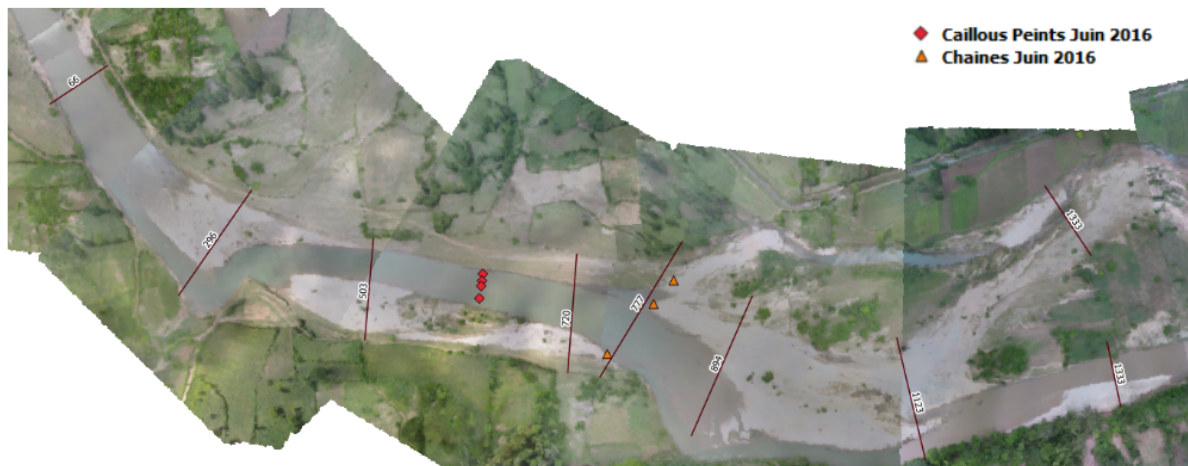


Figure 5.8 : Endroit de l'injection de cailloux peints dans la rivière et de l'installation des chaînes d'érosion entre les PK 0,7 et 0,8 (un tout petit peu à l'aval de Dory)



Figure 5.9 : Endroit de l'injection de cailloux peints dans la rivière et de l'installation des chaînes d'érosion entre le PK 7 et 8

5.3 Bilan

Après l'installation de ces outils de mesure de transport solide dans la rivière, il a y eu le passage d'une grande crue. En effet, l'ouragan Matthew a malheureusement déferlé sur le sud du pays en septembre 2016, provoquant de nombreuses inondations, entre autres de la rivière Cavaillon. Un relevé de l'état des chaînes d'érosion et de l'endroit des cailloux n'a pas encore pu être fait. Aucune conclusion ne peut donc être tirée quant à la qualité des résultats dans ce cadre spécifique. Cependant, quelques constations peuvent d'ores et déjà être tirées de l'étude théorique des méthodes de mesure de transport solide.

Les traceurs qui ont d'abord été retenus dans cette étude semblent malgré tout nécessiter beaucoup d'investissement en temps et en main-d'œuvre pour n'offrir que des résultats assez limités, puisqu'il faut les comparer avec ceux d'autres mesures pour pouvoir en déduire un débit solide, à l'exception de l'information sur le seuil d'érosion, qui est tout de même primordiale. Il faut aussi un grand échantillon de traceurs relevés pour pouvoir tirer des mesures moyennes. Il reste tout de même à faire un premier relevé des cailloux peints et

injectés dans la rivière Cavaillon et peut-être à procéder à quelques autres essais pour ne pas tirer de conclusions hâtives.

Une autre constatation est que la contrainte de ne pas toujours être sur le terrain pour les mesures au bons moments est particulièrement limitante vu les méthodes disponibles, surtout s'il est question de mesurer avec précision le débit solide afin de le lier à des mesures instantanées de débit liquide.

Enfin, après la réalisation avec succès d'un MNT grâce à la photogrammétrie (Macq, 2016), il est tout à fait envisageable de retourner régulièrement faire des relevés de topographie avec le drone et de disposer de MNT pour la rivière à des moments différents, avant et après des crues dont le débit est connu, par exemple. Ces MNT nous permettraient de réaliser un MNT de différence comme présenté dans la partie théorique de ce chapitre dont on pourrait comparer les résultats aux simulations réalisées et présentées dans le chapitre 4.

D'un autre point de vue, il est utile de se demander à quelles fins exactement les mesures de transport solide vont servir. Si on se cantonne à l'utilisation du modèle d'écoulement SV1D, on connaît la forme des résultats et il est toujours utile de disposer de mesures de terrain qui sont de la même forme. Un MNT de différence, par exemple, peut être facilement comparé avec les résultats finaux du modèle SV1D. Par contre, pour calibrer une formule empirique de transport solide, il est plus utile de disposer de mesures ponctuelles de débit solide et liquide.

Conclusion

L'objectif de ce travail de fin d'études était d'étudier le transport solide dans la rivière Cavaillon. Cette question s'est en fait avérée être très vaste. Elle a en effet pu être étudiée sous plusieurs angles. Après avoir construit et calibré un modèle hydraulique de la rivière, nous avons pu l'utiliser pour simuler un écoulement et y étudier numériquement le transport solide. Les formules sous-jacentes à la modélisation qui décrivent le transport solide ont été développées avec plus de détails, ce qui permet de se rendre compte de la complexité du phénomène à modéliser. Enfin, une série d'outils de mesure du transport solide in situ a été proposée.

Au total, ce travail permet donc d'acquérir une idée précise des tronçons de la rivière dans lesquels on peut s'attendre à avoir des impacts importants de transport solide. En parallèle, il fournit aussi un point de départ pour la simulation de ce phénomène. Une première validation de ce modèle, faite grâce à la comparaison des résultats avec les orthophotos du terrain, nous conforte dans la poursuite de ce travail de simulation du transport solide.

Pour approfondir la question du transport solide sur la rivière Cavaillon, plusieurs pistes peuvent encore être explorées. Les zones identifiées par simulation peuvent faire l'objet d'installations d'outils de mesure et de relevés topographiques plus fréquents. Ces mesures viendront calibrer et ensuite valider le modèle numérique de transport dans la rivière. Ce dernier peut aussi être perfectionné en évaluant plusieurs formules de transport solide différentes. L'une ou l'autre formule pourra être retenue en fonction de sa pertinence par rapport à une courbe de tarage sédimentaire obtenue par les mesures in situ. Enfin, en plus des mesures de transport solide, des mesures hydrauliques doivent encore compléter l'ensemble des données disponibles de la rivière. Ces dernières permettront toujours d'affiner la modélisation de l'écoulement dans la rivière.

Sur une note plus personnelle et en guise d'auto-critique, l'objet de cette étude est tellement vaste que j'ai parfois l'impression de n'avoir que gratté la surface de plusieurs méthodes, avoir approché le phénomène sans y entrer en profondeur. Il est difficile pour moi de conclure alors que j'ai l'impression d'avoir surtout ouvert une grande porte. Si c'était à refaire, je me demande si je ne choiserais pas plutôt une approche à approfondir en détail. D'un autre point de vue, grâce à ce travail, j'ai pu acquérir une compréhension globale et technique de la question du transport solide sur la rivière Cavaillon et l'étude des rivières en général, compréhension que je n'aurais pas pu acquérir autrement.

Bibliographie

- Alscher, S., 2010. Île d'Hispaniola. Des voisins inégaux confrontés à des défis semblables: dégradation environnementale et migration. *Hommes Migr.* 84–96.
- BCEOM, 2006. Etude de Restructuration du Service National des Ressources en Eau - Plan de redéploiement (No. 2). Ministère de l'Agriculture, des ressources naturelles et du développement rural - Programme d'Intensification agricole.
- Bunte, K., 2010. Measurements of Gravel Transport Using the Magnetic Tracer Technique: Temporal Variability Over a Highflow Season and Field-Calibration. Gray JR Laronne JB Marr JDG Bedload-Surrog. *Monit. Technol. US Geol. Surv. Sci. Investig. Rep.* 5091, 85–106.
- Bunte, K., Abt, S.R., 2001. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring.
- Bunte, K., Abt, S.R., Potyondy, J.P., Ryan, S.E., 2004. Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. *J. Hydraul. Eng.* 130, 879–893.
- Camenen, B., 2014. Mesure in situ de la dynamique sédimentaire des cours d'eau outils et méthodes.
- Carlier d'Odeigne, O., Joseph, A., Zech, Y., Nyankona, G., Soares-Frazão, S., 2015. Characterization of the bed roughness of the Cavaillon river, Haiti: an application of the pebble count method. Presented at the 36th IAHR World Congress, The Hague, the Netherlands.
- Carlier d'Odeigne, O., Soares Frazão, S., 2015. Determination of bed roughness parameters from field survey: application to the Cavaillon River, Haiti.
- Chaudhry, H., 2008. *Open-Channel Flow*. Springer.
- Courtois, G., Sauzay, G., 1966. Les méthodes de bilan des taux de comptage de traceurs radioactifs appliquées à la mesure des débits massiques de charriage. *Houille Blanche* 279–290.
- Downs, P.W., Soar, P.J., Taylor, A., 2015. The anatomy of effective discharge: the dynamics of coarse sediment transport revealed using continuous bedload monitoring in a gravel-bed river during a very wet year. *Earth Surf. Process. Landf.* 41, 147–161.
- Eaton, B.C., Hassan, M., Phillips, J.C., 2008. A method for using magnetic tracer stones to monitor changes in stream channel dynamics. *Streamline* 12, 22–27.
- Einstein, H.A., 1950. The Bed-Load Function for Sediment Transportation. *Open Channel Flow Tech. Bull.* No 1026.
- Ferguson, R., 2007. Flow resistance equations for gravel-and boulder-bed streams. *Water Resour. Res.* 43.
- Franzini, F., 2013. Simulation de l'écoulement consécutif à la rupture d'une digue de retenue sur le lac des Ha!Ha! (Québec). Université Catholique de Louvain.
- Glenn, J., Tonina, D., Morehead, M.D., Fiedler, F., Benjankar, R., 2016. Effect of transect location, transect spacing and interpolation methods on river bathymetry accuracy. *Earth Surf. Process. Landf.*
- Gob, F., Houbrechts, G., Hiver, J.M., Petit, F., 2005. River dredging, channel dynamics and bedload transport in an incised meandering river (the River Semois, Belgium). *River Res. Appl.* 21, 791–804.
- Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D., 2010. Bedload-surrogate monitoring technologies. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Houbrechts, G., Levecq, Y., Peeters, A., Hallot, E., Van Campenhout, J., Denis, A.-C., Petit, F., 2015. Evaluation of long-term bedload virtual velocity in gravel-bed rivers (Ardenne, Belgium). *Geomorphology* 251, 6–19.

- Houbrechts, G., Van Campenhout, J., Levecq, Y., Hallot, E., Peeters, A., Petit, F., 2012. Comparison of methods for quantifying active layer dynamics and bedload discharge in armoured gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landf.* 37, 1501–1517.
- ISO, 2013. ISO 17892-4:2016 - Geotechnical investigation and testing -- Laboratory testing of soil -- Part 4: Determination of particle size distribution.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Murray Hicks, D., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf. Process. Landf.* 28, 249–271.
- Laronne, J.B., Outhet, D.N., Carling, P.A., McCabe, T.J., 1994. Scour chain employment in gravel bed rivers. *Catena* 22, 299–306.
- Le Coz, J., Chastan, B., Vedie, F., Dramais, G., 2007. Emplois de l'aDcp en rivière: une revue de synthèse. *Houille Blanche* 119–130.
- Liébault, F., Clément, P., 2007. La mobilité de la charge de fond des rivières torrentielles méditerranéennes. *Géographie Phys. Quat.* 61, 7–20.
- Limerinos, J.T., Resources, C.D. of W., 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels.
- Louis, I., 2008. Haïti: Combattre le déboisement ou les inégalités sociales. *Altern. Sud* 193, 17.
- Macq, J.-F., 2016. Mesures topographiques par photogrammétrie à partir d'un drone : application à la rivière Cavaillon en Haïti. Université Catholique de Louvain.
- Mathieu, P., Constant, J.-A., Noël, J., Piard, B., 2003. Cartes et étude de risques, de la vulnérabilité et des capacités de réponse en Haïti. Oxfam International, Port-au-Prince, Haïti.
- Merwade, V., Cook, A., Coonrod, J., 2008. GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environ. Model. Softw.* 23, 1300–1311.
- Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transport. IAHR.
- Nawa, R.K., Frissell, C.A., 1993. Measuring scour and fill of gravel streambeds with scour chains and sliding-bead monitors. *North Am. J. Fish. Manag.* 13, 634–639.
- OTT Hydromet, n.d. OTT PLS - OTT France [WWW Document]. URL <http://www.ott.com/fr-fr/produits/le-niveau-deau-72/ott-pls-186/> (accessed 12.10.16a).
- OTT Hydromet, n.d. OTT MF pro - OTT France [WWW Document]. URL <http://www.ott.com/fr-fr/produits/le-debit-deau-70/ott-mf-pro-177/> (accessed 12.10.16b).
- Parker, G., Klingeman, P.C., 1982. On why gravel bed streams are paved. *Water Resour. Res.* 18, 1409–1423.
- Pinto Martins, D., 2008. Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et de sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. Université Lumière Lyon 2.
- Recking, A., 2013. Simple method for calculating reach-averaged bed-load transport. *J. Hydraul. Eng.* 139, 70–75.
- 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.
- Rickenmann, D., Recking, A., 2011. Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resour. Res.* 47.
- Roelandt, O., Verschoore, T., 2016. Numerical modeling of a flow on a deteriorated weir: application to the Dory weir Cavaillon river, Haïti. Université Catholique de Louvain.
- Rumsby, B.T., Brasington, J., Langham, J.A., McLelland, S.J., Middleton, R., Rollinson, G., 2008. Monitoring and modelling particle and reach-scale morphological change in gravel-bed rivers: Applications and challenges. *Geomorphology* 93, 40–54.
- Saint Fleur, B., 2015. Caractérisation hydrologique du micro bassin versant de la ravine de Boulmier (6ème section, commune des Cayes). Université d'État d'Haïti.

- Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. Soil Conservation Service.
- Smart, G.M., 1984. Sediment transport formula for steep channels. *J. Hydraul. Eng.* 110, 267–276.
- Soares-Frazão, S., Zech, Y., 2009. AUCE 2153 - Hydraulique fluviale - Notes de cours.
- Soares-Frazão, S., Zech, Y., Franca, M.J., Manso, P., De Cesare, G., Amini, A., Gonomy, N., Joseph, A., Louis, S., 2016. Hydraulique fluviale [WWW Document]. edX. URL <https://www.edx.org/course/hydraulique-fluviale-louvainx-louv17x> (accessed 12.25.16).
- Trimble, 2007. GPS The First Global Navigation Satellite System. Trimble Navigation Limited, Sunnyvale, United States.
- Vázquez Tarrío, D., 2012. Transporte de sedimentos como carga de fondo en la cuenca del río Narcea (vertiente norte de la Cordillera Cantábrica). Universidad de Oviedo.
- Vázquez-Tarrío, D., Menéndez-Duarte, R., 2015. Assessment of bedload equations using data obtained with tracers in two coarse-bed mountain streams (Narcea River basin, NW Spain). *Geomorphology* 238, 78–93.
- Whitaker, A.C., Potts, D.F., 2007. Coarse bed load transport in an alluvial gravel bed stream, Dupuyer Creek, Montana. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 1984–2004.
- Wilcock, P.R., Crowe, J.C., 2003. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *J. Hydraul. Eng.* 129, 120–128.
- Wolman, M.G., 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 35, 951–956.
- Wong, M., Parker, G., 2006. Reanalysis and correction of bed-load relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. *J. Hydraul. Eng.* 132, 1159–1168.
- Zech, Y., 2008. AUCE 2151 - Hydraulique appliquée - Notes de cours.

Les sources de toutes les figures sont citées dans le texte. Les figures sans source sont prises ou créées par l'auteur de ce travail.

Annexe : Étude comparative des prix des traceurs

Les méthodes de mesure de transport solide retenues pour une étude approximative de prix sont les traceurs. Parmi les traceurs trois types sont retenus : les traceurs peints, les traceurs magnétiques et les PIT-tags. Dans le tableau suivant, les prix approximatifs de chaque méthode et les fournisseurs qui proposent ces prix sont explicités.

Type de traceur	Prix approximatif	Source des prix
Peints	40€/pot de peinture	Brico. https://www.brico.be/
Magnétiques	28€/m de tige Fe-Ni Déecteur : environ 1200 €	Goodfellow. http://www.goodfellow.com/ CST/berger. http://www.cstberger.com/be/fr/
RFID Tags	2,4€/pièce Lecteur RFID : environ 3 000 € Antenne RFID : environ 1000 €	Texim Europe http://www.texim-europe.com/ Biomark http://www.biomark.com/

