

Quantification de la macrorugosité d'un cours d'eau de montagne et analyse de son influence sur le transport de pierres marquées par RFID.

Laurianne HEYM

Sous la direction du Prof. S. Lane et du Dr. D. Rickenmann  
Expert : G. Antoniazza



*Photo : Heym, 2016*



## Remerciements

Tout d'abord un grand merci à mes superviseurs, le Prof. Stuart Lane et le Dr. D. Rickenmann ainsi qu'à Johannes Schneider, François Mettra et Gilles Antoniazza pour leurs précieux conseils.

Ce mémoire a pu être réalisé grâce à l'aide de nombreuses personnes qui ont donné de leur temps pour récolter les données, notamment Guillaume Mayoraz avec qui j'ai passé de nombreuses journées les pieds dans l'Avançon. Je tiens à remercier aussi Romain, Manon, Leonie, Marine, Romy, Coralie, Simon, Lisa, Julien, Léa, Raphaël, Gilles et Jonas pour leur entrain lors des recherches des pierres marquées par RFID.

Merci aussi à Sébastien Rüttimann qui a organisé le vol du drone pour la prise des photographies aériennes et m'a aidé à traiter les images avant la réalisation du MNT.



## Résumé

La prédiction des risques de crue est un sujet d'actualité, particulièrement dans les régions où la densité du bâti est grande. Or il s'avère que les modèles utilisés surestiment souvent la part imputée au charriage dans les cas des cours d'eau de montagne. Une amélioration des équations nécessite une meilleure estimation de la contrainte de cisaillement critique due à la macrorugosité du lit de ces cours d'eau. La quantification de cette macrorugosité pose elle-même problème puisqu'elle est particulièrement hétérogène dans les cours d'eau des régions au relief marqué. La présente étude utilise une méthode de quantification de la macrorugosité du lit d'un cours d'eau de montagne basée sur un calcul de semi-variance effectué sur le MNT. L'identification des différentes catégories d'objets constitutifs de la macrorugosité s'avère efficace en comparaison d'une méthode déjà utilisée dans une autre étude (Nitsche *et al.* 2012). Le suivi de pierres marquées par RFID pendant la période de fonte ainsi que les informations concernant la morphologie du lit tirées du modèle numérique de terrain permettent d'analyser le rôle de la macrorugosité sur la mise en mouvement et le charriage d'éléments du lit. D'après les observations réalisées, la macrorugosité n'est pas le facteur principal de la dispersion d'éléments mobilisés par l'écoulement. Ce sont les pentes au départ et sur le parcours des pierres suivies ainsi que les débits de pointe qui sont les principaux paramètres influençant la mise en mouvement, la distance de transport ainsi que le dépôt des pierres suivies.

## Abstract

In present day, predicting flow hazard is a necessity, especially in high populated areas. However, the flow hazard modelling tools tend to overestimate the role of the bed load discharge is playing in such processes, particularly in the case of mountain streams. Improving the equations on which these models are based will need a better assessment of macro-roughness and its influence on the critical shear stress. Quantifying macro-roughness is itself a challenge in the case of the highly heterogenous beds of mountain streams. This study uses a method based on semi-variance to quantify the macro-roughness of a streambed from its digital elevation model. The various object categories are efficiently identified compared to a method used in another study (Nitsche *et al.* 2012). Tagged pebbles (RFID) are followed during spring snowmelt, delivering data which are combined with morphological data of the streambed to analyse the influence of macro-roughness on their transport. Results show that that macro-roughness is not the decisive factor in the bedload transport process. Slopes at the starting point or on a pebbles' travel path, as well as pic flow discharges are the ones having a major influence on transport begin, transport distances and deposit of the tagged pebbles.



## Table des matières

1.	Introduction.....	8
2.	Terrain d'étude, méthodologie et méthodes.....	9
2.1	Terrain d'étude.....	9
2.2	Méthodologie et méthodes :.....	10
2.2.1.	Mesures hydrologiques.....	11
2.2.2.	Photogrammétrie et création d'un MNT du lit.....	12
2.2.3.	Analyse du MNT et quantification de la macrorugosité.....	13
2.2.4.	Sections du lit et extraction des variables.....	17
2.2.5.	Mesures du charriage par RFID.....	17
3.	Résultats.....	21
3.1	Macrorugosité.....	21
3.1.1.	Quantification de la macrorugosité du lit.....	21
3.1.2.	Pentes et rugosité du lit.....	22
3.2	Transport.....	24
3.2.1	Seuil d'initiation du transport.....	24
3.2.2.	Distances de transport.....	25
3.2.3.	Macrorugosité et zones de dépôt.....	28
4.	Discussion.....	30
4.1	Quantification de la macrorugosité.....	30
4.2	Influence des variables sur la dispersion de pierres marquées.....	32
5.	Conclusions.....	34
5.1	Macrorugosité.....	34
5.2	Dispersion des pierres marquées.....	34
6.	Perspectives.....	35
7.	Références.....	36
7.1	Bibliographie.....	36
7.2	Ressources en ligne.....	38
8.	Annexes.....	39
8.1	Annexe 1.....	39
8.2	Annexe 2.....	40
8.3	Annexe 3.....	41





# 1. Introduction

La quantification du charriage dans les cours d'eau de montagne est moins documentée que celles des cours d'eau de plaine sur lesquels se sont concentrés la majeure partie des études à ce sujet. Or il s'avère que les équations utilisées pour prévoir le charriage dans les cours d'eau de plaine surestiment le charriage produit par ceux des régions montagneuses (Marcus *et al.*, 1992 ; Nitsche *et al.* 2011). La raison principale de cette erreur systématique est la complexité de la quantification de la contrainte de cisaillement et de la contrainte de cisaillement critique apparaissant dans ces cours d'eau : elles sont telles qu'au vu des connaissances et des limites computationnelles actuelles il est nécessaire de faire des approximations pour chaque paramètre entrant en jeu, de telle sorte qu'obtenir un résultat d'un ordre de grandeur proche de la réalité est un véritable défi. Le présent travail ambitionne de participer à la réduction de ces approximations pour un des paramètres influençant la mise en mouvement et le transport d'éléments du lit d'un cours d'eau de montagne en comparant une mesure de la macrorugosité du lit avec des informations concernant la mise en mouvement, le transport et le dépôt d'éléments individuels du lit.

La macrorugosité est particulièrement élevée dans le lit des cours d'eau s'écoulant dans des régions au relief marqué, ce qui leur confère une morphologie irrégulière découpée en seuils, mouilles et cascades, ainsi qu'une dynamique hydraulique spécifique (Judd et Peterson, 1969; Church, 1992; Bathurst, 1993; Montgomery et Buffington, 1997; Wohl, 2000 ; Lee et Ferguson, 2002). Ces spécificités sont notamment dues à la pente du lit plus marquée qu'en plaine et aux ruptures de pente causées par les affleurements rocheux (Chin, 1998). La présence de blocs (Judd and Peterson, 1969; Wohl, 2000 ; Zimmermann et Church, 2001) ou encore de troncs (Curran et Whol, 2003 ; Ryan *et al.* 2014) participe également à la formation d'une morphologie irrégulière en créant des différences de pression, vagues, jets et autres turbulences qui perturbent l'écoulement. Nitsche *et al.* (2012) ont également montré que la concentration des blocs est un autre aspect important de la macrorugosité globale du lit des cours d'eau de montagne. Le gabarit de tous ces éléments détermine quant à lui la taille et la stabilité des seuils, contribuant eux-mêmes à la morphologie du cours d'eau sur une longue échelle de temps (Chin, 2003). Jusqu'à présent ces différents éléments constituant la macrorugosité d'un cours d'eau n'ont pas été quantifiés en tant qu'ensemble. Or il a été démontré que la position de chaque élément influe sur celle de ses voisins et sur leur sensibilité à la contrainte de cisaillement par la formation de turbulences et autres perturbations de l'écoulement (Lamarre et Roy, 2008). Il est donc important que tous soient pris en compte.

Ces nombreux éléments de macrorugosité sont autant de facteurs dissipateurs d'énergie, raison pour laquelle la puissance de l'écoulement n'est pas homogène. La puissance de l'écoulement s'affaiblit également à mesure que le débit diminue (Yager *et al.*, 2007) ainsi qu'avec la pente (Chin et Phillips, 2006). La formule générale pour la puissance totale de l'écoulement est la suivante (Bagnold, 1966) :

$$\Omega = \rho * g * Q_{\max} * S$$

Avec  $\rho$  la densité de l'eau,  $g$  l'accélération gravitationnelle,  $Q_{\max}$  le débit de la pointe de crue et  $S$  la pente du lit. De plus, Lee et Ferguson (2002) ont constaté que la submersion des seuils et des blocs marque le passage à un stade d'écoulement différent dans lequel la vitesse et la puissance de l'écoulement augmentent rapidement avec les débits. Parmi les facteurs s'opposant à la contrainte de cisaillement, il convient de citer encore le pavage du lit et son colmatage. Le contact entre pierres, blocs et autres éléments augmente la contrainte de cisaillement critique et donc la résistance du lit à l'érosion (Leopold *et al.*, 1964). Le colmatage est quant à lui dû aux mouilles qui sont propices au dépôt d'éléments fins tels que galets, sables et limons (Yager *et al.*, 2007) qui colmatent les

interstices entre les pierres. Ceci augmente leur résistance à l'écoulement et dans la foulée la contrainte de cisaillement critique de ces zones, renforçant finalement l'effet de pavage (Curran et Waters, 2014). Ainsi le transport peut n'être que partiel (Wilcock and McArdell, 1997) car deux éléments de taille identique ne seront pas forcément déplacés de la même façon lors d'une crue selon leur position de départ. Le fait que le transport des plus petits éléments apparaît essentiellement lorsque les éléments moyens ou même grossiers sont transportés est appelé « principe de mobilité égale ». Ce principe illustre le fait que des éléments de petite taille peuvent être retenus par des éléments plus grossiers, ce qui rend leur mise en mouvement dépendante du déplacement de ces plus grands objets. La puissance de l'écoulement étant fortement altérée par la macrorugosité dans les cours d'eau de montagne, le transport n'atteindrait le niveau de mobilité égale qu'avec une puissance d'écoulement 2 à 5 fois supérieure à la puissance nécessaire à l'initiation du transport dans les cours d'eau de plaine (Rickenmann *et al.*, 1998). La variabilité importante des paramètres présentés ci-dessus et de leur interdépendance empêche l'apparition de mobilité égale pour des débits peu importants. En effet, l'étude de Recking (2013) conclut que la non-linéarité des équations du charriage a des effets sensibles sur le calcul du début du transport, particulièrement en condition de faibles débits. Ceci suggère que, par débit faible à moyen, le début du transport présente un aspect stochastique à l'échelle du cours d'eau. La mise en mouvement est alors dépendante de conditions locales (en particulier la contrainte de cisaillement) pouvant varier fortement. Yager *et al.* (2012) démontrent également que la combinaison des nombreux facteurs compromettant l'homogénéité de la puissance de l'écoulement a pour conséquence une variabilité dans l'espace de la mise en mouvement d'éléments du lit.

Le charriage dans les cours d'eau de montagne dépend donc de nombreux facteurs interdépendants. La présente étude tente de déterminer quels paramètres dominent le processus de charriage en incluant une mesure particulière de la macrorugosité du lit. Ce travail ambitionne également de déterminer si la macrorugosité du lit a tendance à limiter le mouvement des éléments du lit (moins de mise en mouvement, plus de dépôt) via son effet dissipateur d'énergie comme les études citées précédemment le démontrent, ou si elle cause une augmentation de leur distance de transport et de la probabilité de leur mise en mouvement.

## 2. Terrain d'étude, méthodologie et méthodes

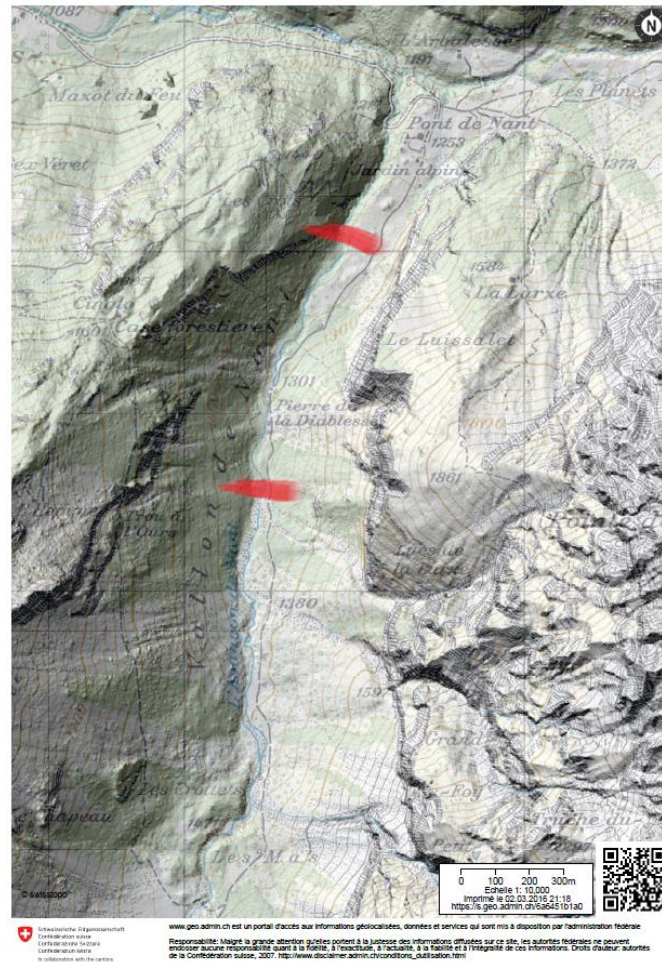
### 2.1 Terrain d'étude

Le choix du terrain s'est porté sur le vallon de Nant, situé dans les Alpes vaudoises, car c'est un endroit qui ne subit que peu d'influence anthropique directe et dans lequel de nombreuses autres études ont été menées depuis plusieurs décennies. Les sommets qui le bordent sont, après la chaîne jurassienne, les seconds remparts à la circulation des vents d'Ouest souvent humides. L'effet de barrage s'y manifeste donc souvent et les précipitations (neige et pluie) y sont plus fréquentes et plus abondantes qu'au centre des Alpes.<sup>1</sup> Le tronçon d'étude s'étend sur 700 m environ (*fig. 1.*). L'altitude du point le plus bas du tronçon se situe aux alentours de 1270 m (en amont d'une gorge qui est peu accessible) et le point le plus haut vers 1320 m, 100 mètres en aval de la confluence avec des ravines qui sont des sources de matériaux connues. Cette limite a été choisie pour éviter qu'un événement soudain ne compromette la recherche des pierres marquées. Les débits sont mesurés à

---

<sup>1</sup> Les informations concernant le climat des différentes régions de Suisse peuvent être consultées sur le site Internet de l'Office fédéral de météorologie et de climatologie (MeteoSuisse) à l'adresse suivante : <http://www.meteosuisse.admin.ch/home/climat/climat-de-la-suisse.html>

Bex par le Département de la sécurité et de l'environnement du canton de Vaud<sup>2</sup> ainsi qu'en aval du Pont-de-Nant par une station installée par l'Institut fédéral de recherches WSL (Dr. D. Rickenmann), l'Ecole polytechnique fédérale de Zürich (Prof. J. Kirchner) et l'Université de Lausanne (Prof. S. Lane). Il existe une modélisation de la capacité de transport de l'Avançon (Lane et al. 2014) : elle illustre les rapports entre les précipitations, les températures, la quantité de neige accumulée et la hauteur de neige pendant l'année. Comme les mesures faites à Bex, cette modélisation montre que des débits importants apparaissent au printemps lorsque la pluie s'additionne à la fonte des neiges.



1: Plan de situation du tronçon d'étude (entre les deux marques rouges), situé en aval du Vallon de Nant

## 2.2 Méthodologie et méthodes :

La méthodologie choisie pour étudier le lien entre la macrorugosité du lit du cours d'eau et le charriage qui s'y produit est la quantification de la macrorugosité couplée à l'étude du déplacement d'éléments du lit. L'influence de la macrorugosité sur le charriage est ensuite comparée à l'influence d'autres caractéristiques du cours d'eau.

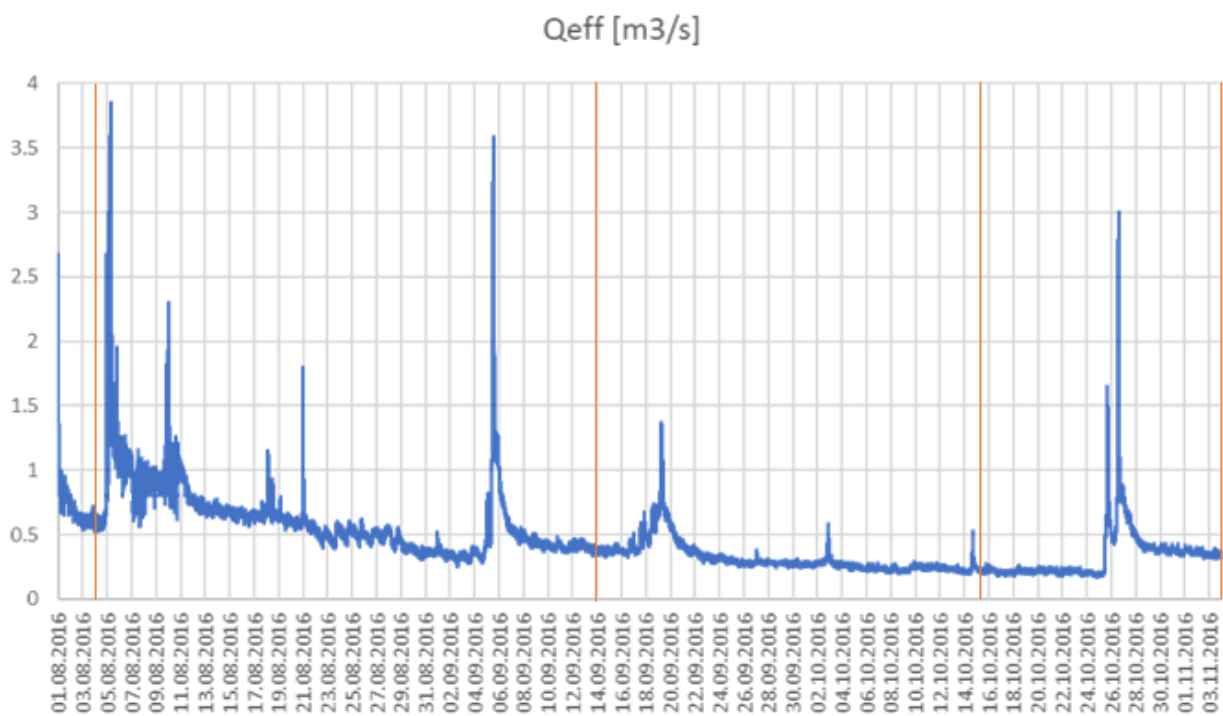
Pour quantifier la macrorugosité du lit, le choix s'est porté sur la création puis le traitement d'un modèle numérique du terrain (MNT) de la section du cours d'eau par un calcul de semi-variance

<sup>2</sup> Canton de Vaud, Département de la Sécurité et de l'Environnement, *Veille Hydrologique Vaudoise*. Annuaire des débits de l'Avançon de Bex à la station du Pont-Neuf, période de 1998 à 2014. Données disponibles sur le site internet [www.vhv.ch](http://www.vhv.ch).

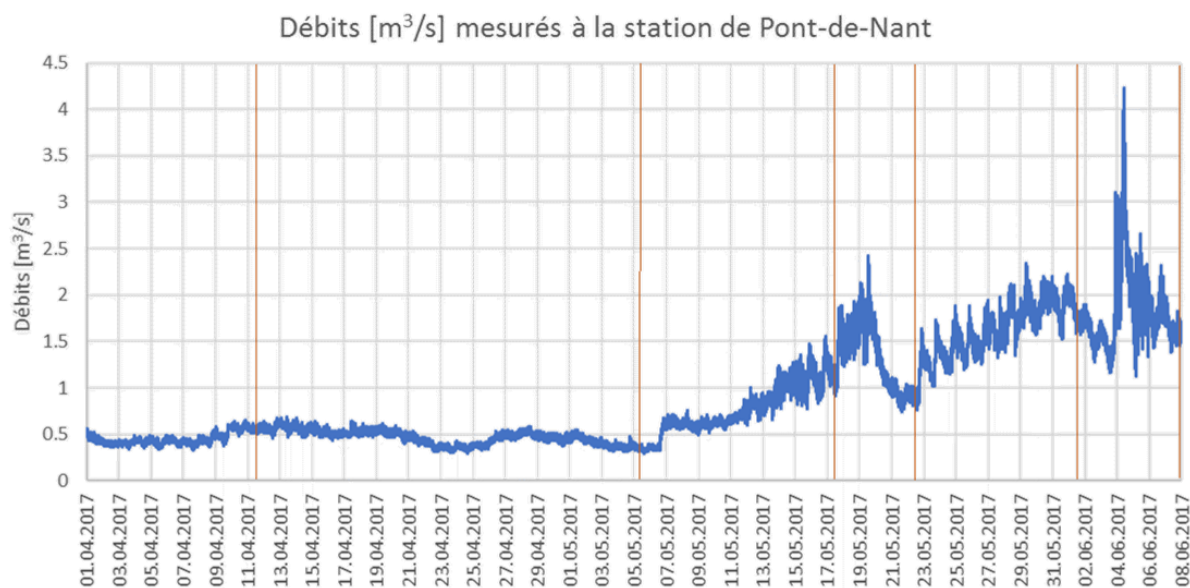
(Butler *et al.* 2001). Quant aux déplacements d'objets constituant le lit du cours d'eau, ils sont mesurés grâce à une identification par radiofréquence (marqueurs RFID). Les mesures de la macrorugosité aux points de départ et de dépôt des pierres marquées sont ensuite mises en relation avec les détails concernant leur transport. Les distances de transport ainsi que les données concernant la mise en mouvement des pierres marquées sont également mises en relation avec la pente à leur point de départ ainsi qu'avec la pente sur leur parcours. Les débits de pointe observés lors des déplacements sont également pris en compte dans l'analyse.

### 2.2.1. Mesures hydrologiques

Les débits sont calculés par une méthode hydraulique tenant compte de la hauteur d'eau mesurée par la station du Pont-de-Nant au-dessus d'une section transversale dont la géométrie est connue, ainsi que d'une estimation de la vitesse de l'écoulement correspondante. Une mesure est prise chaque seconde et les données sont envoyées sur un serveur de telle manière que les crues et décrues puissent être repérées rapidement. Ainsi le suivi des pierres peut être organisé dans un court délai, ce qui offre la possibilité d'obtenir des données particulièrement complètes (*fig. 2* et *fig. 3*).



2: Hydrogramme pour la période du 1er août 2016 au 3 novembre 2016, avec indication des dates des recherches des pierres marquées par RFID.

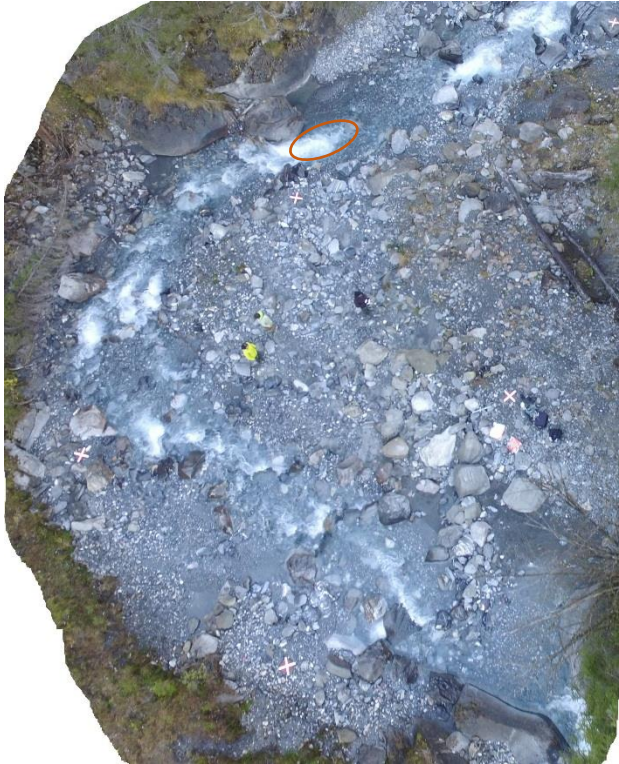


3: Hydrogramme pour la période du 1er avril 2017 au 7 juin 2017, avec indication des dates des recherches des pierres marquées par RFID.

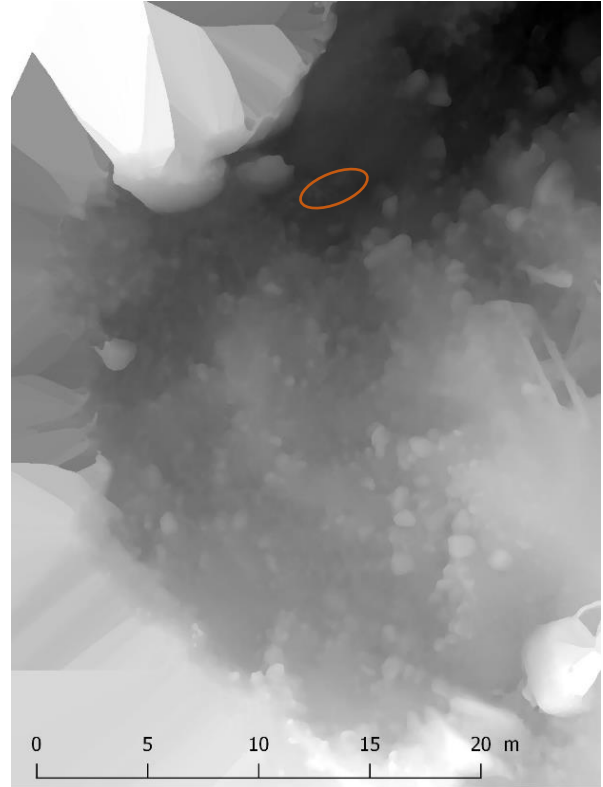
### 2.2.2. Photogrammétrie et création d'un MNT du lit

Le choix a été fait de créer le MNT du lit par photogrammétrie. L'utilisation d'un drone a en effet des avantages particulièrement bienvenus en regard des contraintes liées au terrain d'étude : elle est rapide (une journée pour le vol) et permet d'obtenir des données précises malgré la densité de la végétation riveraine (conifères surtout) puisque le vol a pu être effectué à 10 m du sol. Les photographies aériennes ont été prises sous deux différents angles et réalisées le 01.11.2016 pour que la végétation soit moins dense (les quelques feuillus ont alors perdu leurs feuilles) et la hauteur d'eau plus faible. Le choix est fait de ne pas faire de traitement des images pour effacer le niveau de l'eau car l'intérêt principal de cette étude est la macrorugosité globale du lit et non la rugosité fine du lit mineur à l'étiage. Ce choix est conforté par le fait que l'influence de la rugosité fine diminue avec l'augmentation de la puissance de l'écoulement (1. Introduction).

Les images aériennes ont été géoréférencées à l'aide de 46 cibles placées le long du tracé et dont la position a été relevée avec un dGPS. Les coordonnées ont été corrigées en utilisant la position de la base du dGPS qui était sur un point fixe planimétrique du réseau de mensuration officielle. Les différences étaient de -1.12m (X), 1.395 m (Y) et 0.454m (Z). Toute la surface du lit du cours d'eau bénéficie d'un recouvrement par cinq images ou plus. Les erreurs grossières identifiées dans le nuage de points en 3D ont été traitées manuellement. Il s'agit notamment des arbres bordant le cours d'eau et des troncs le surplombant ainsi que les jets d'eau. Dans le processus, quelques berges particulièrement recouvertes de végétation sont finalement représentées par un nombre très limité de points au sol. Elles ont été écartées de la zone d'étude finale lors du découpage du MNT. Le MNT résultant de ce nuage de points (*fig. 5*) présente une résolution de 0.89 cm, avec des valeurs X et Y considérées comme étant d'une grande précision ( $RMSE = \pm 0.066$  m). Les valeurs Z par contre correspondent en partie au niveau de l'eau en période d'étiage, oscillant autour de  $0.35\text{m}^3/\text{s}$  pendant la journée de travail. Ces erreurs sont visibles lorsque l'on compare les images aériennes avec le MNT (*fig. 4* et *fig. 5*). Ces erreurs peuvent être estimées de manière grossière entre 25 et 80 cm en supposant une hauteur chutes de 10 à 20 cm (situation par débit faible) pour une hauteur d'eau de 15 à 60 cm (dans les mouilles les plus profondes).



4: Photographie aérienne prise avec le drone au point de marquage des pierres. La zone entourée correspond à une zone de remous marqués.



5: MNT de la même surface. La zone entourée correspond à une zone de remous marqués.

### 2.2.3. Analyse du MNT et quantification de la macrorugosité

Le MNT du lit est traité par un calcul de la semi-variance des valeurs altimétriques autour d'un point dans un rayon donné, une méthode déjà utilisée en laboratoire (Butler *et al.*, 2001) et pour quantifier la rugosité des petites surfaces représentatives du lit d'un cours d'eau de montagne (Riedbach, VS) (Schneider *et al.*, 2015). La semi-variance est un moyen de mesurer la corrélation entre les valeurs de la variable d'intérêt  $Z$  (ici l'altitude) en deux points  $i$  et  $j$  en fonction de la distance qui les sépare. La semi-variance  $\gamma$  est définie comme suit :

$$\gamma(i, j) = \frac{1}{2} \text{var}(Z(i) - Z(j))$$

Le calcul est effectué sur une série de points. La semi-variance augmente avec l'échelle de calcul jusqu'à atteindre un maximum, communément appelé *sill* et considéré comme représentatif de la semi-variance de la série traitée (Robert et Richards, 1988). Si les points proches spatialement possèdent des valeurs d'intérêt  $Z$  (ici l'altitude) d'une grande variabilité, la valeur *sill* sera atteinte sur une courte échelle de calcul. Au contraire, lorsque les points voisins affichent des valeurs  $Z$  variant petit à petit, la valeur *sill* sera atteinte à une échelle de calcul plus élevée. La valeur sur l'échelle de calcul à laquelle la semi-variance atteint la valeur *sill* est appelée *lag*. La semi-variance  $\gamma$  pour une valeur *lag* donnée est estimée par

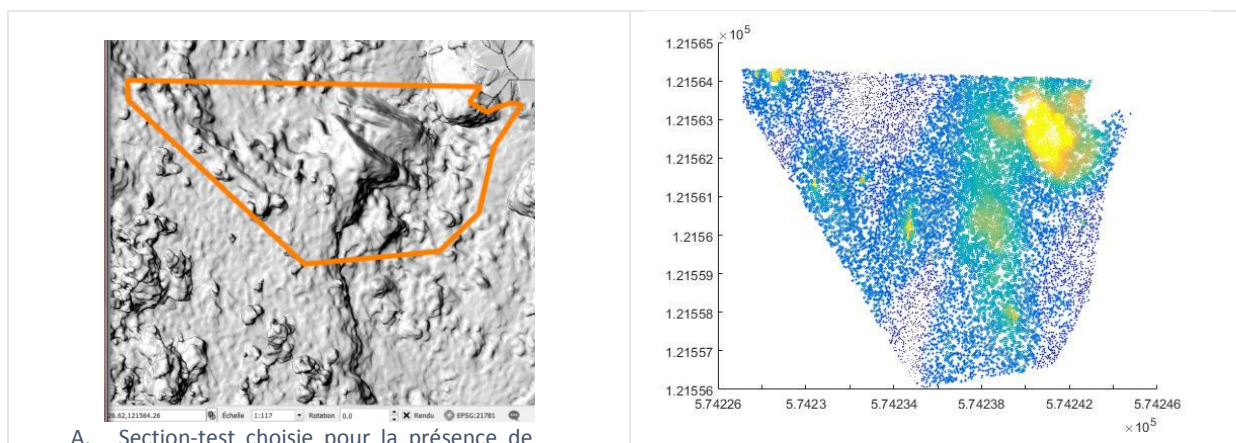
$$\gamma(\text{lag}) = \frac{1}{2(N - \text{lag})} \sum_{i=1}^{N-\text{lag}} [Z(x_i + \text{lag}) - Z(x_i)]^2$$

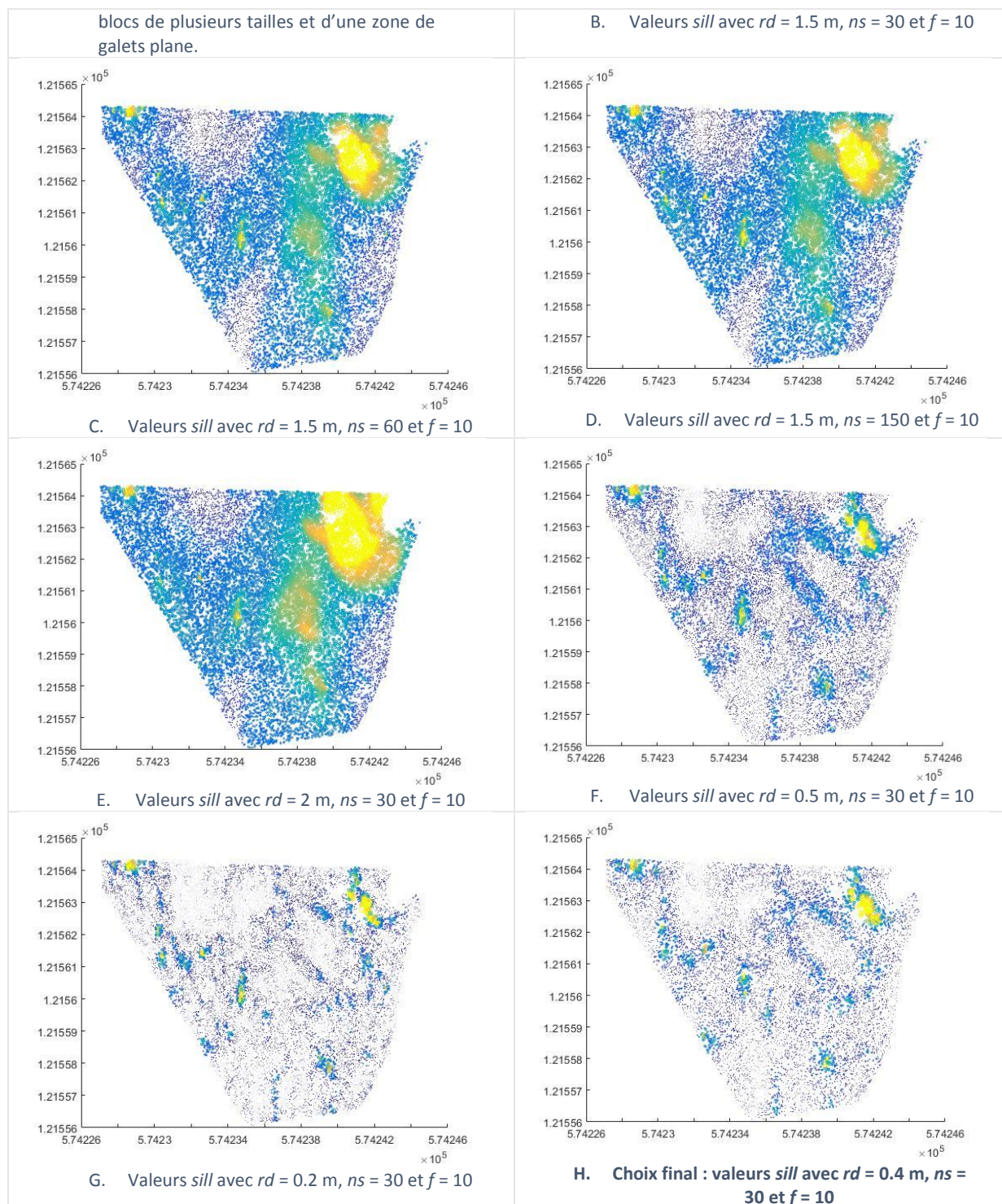
avec  $N$  le nombre d'observations de la série. La semi-variance maximale pour une série de points permet une mesure de la rugosité : une valeur *sill* importante et/ou une valeur *lag* faible traduisent une rugosité importante. La méthode choisie pour quantifier la macrorugosité du lit est l'utilisation

des valeurs *sill* qui sont liées directement à la valeur d'intérêt  $Z$ , contrairement aux valeurs *lag* qui se rapportent à l'échelle de calcul.

La méthode de Schneider *et al.* (2015) consiste à calculer la semi-variance de zones représentatives de la macrorugosité du cours d'eau. La présente étude nécessite quant à elle de quantifier la macrorugosité du lit sur l'ensemble du tronçon étudié en suivant l'approche de Butler *et al.* (2001). Ainsi, les valeurs des paramètres du calcul de semi-variance doivent être adaptées. Le calcul de la semi-variance utilisé ici présente trois paramètres à déterminer :  $f$  l'échantillon de points du MNT à utiliser,  $rd$  l'échelle de calcul (rayon) autour de chaque point retenu et  $ns$  l'incrémentation pour le calcul (échelons). Afin de trouver la combinaison des trois paramètres déterminant le calcul de la semi-variance qui offre le résultat le plus approprié pour les analyses prévues tout en limitant le nombre d'essais nécessaire, plusieurs critères ont été fixés. Le critère principal est la précision de l'information délivrée, c'est-à-dire que certains détails du MNT doivent être conservés. On considère notamment que les différences d'altitude ne doivent pas apparaître lissées dans un rayon de 1 m autour des points de départ et de dépôt des pierres marquées, car l'un des buts de l'étude est de pouvoir quantifier la macrorugosité autour de ces objets (cf. 3.2.3). Des valeurs trop homogènes empêcheraient aussi la distinction des passages étroits où l'eau s'écoule entre deux gros blocs, ce qui pourrait mener à une surestimation de la macrorugosité induite par la présence de ces éléments. Les paramètres doivent donc éviter que les valeurs calculées pour les plus gros blocs masquent les valeurs calculées pour les autres éléments du lit. Finalement il faut pouvoir distinguer les blocs de 50 cm environ afin de comparer le résultat avec celui obtenu à l'aide de la méthode de Nitsche *et al.* (2012). Comme les blocs de 50 cm ne sont pas répartis sur une surface plane mais en partie immergés ou encastrés entre d'autres pierres, il est nécessaire de calculer plusieurs points sur chaque bloc pour augmenter les probabilités que la différence d'altitude par rapport aux éléments environnants soit relevée. Pour avoir trois points sur la longueur d'un bloc de 50 cm il faut un point tous les 15 cm environ. Le MNT offrant un point tous les 0.9 cm, 1 point sur 15 (paramètre  $f$ ) sera utilisé pour le calcul de la semi-variance. Des essais sont effectués pour identifier l'influence des deux autres paramètres ( $ns$  et  $rd$ ). On observe alors qu'une grande variation du nombre d'incrémentations ( $ns$ ) influence peu la représentation finale des résultats (cf. *Tableau 1* : B, C, D). Il est possible que la grande résolution du MNT rende redondants les deux paramètres de l'incrémentations et de la sélection des points utilisés. L'échelle de calcul de la semi-variance ( $rd$ ) a par contre un impact important sur les valeurs délivrées, particulièrement marquant à l'affichage (cf. *Tableau 1* : E, F, G, H) : une échelle de calcul de 2 m met en avant principalement les plus gros éléments de macrorugosité alors qu'une échelle de 0.2 m permet l'identification de différences altitudinales plus fines.

*Tableau 1*: Présentation de quelques essais pour la détermination des paramètres du calcul de la semi-variance.



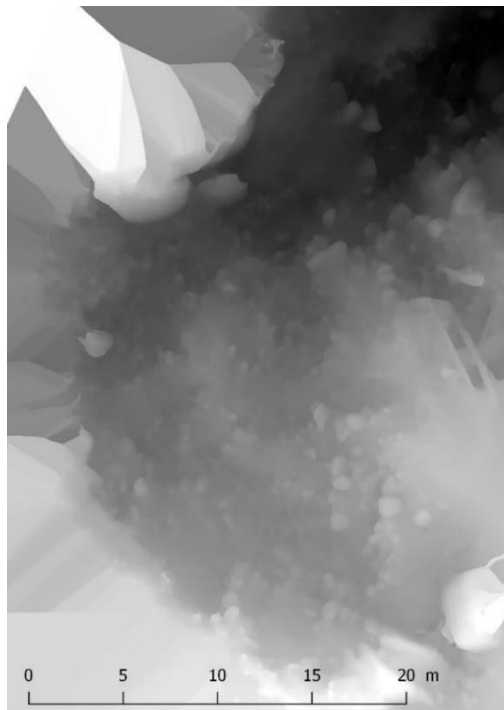


Les valeurs retenues pour le calcul de semi-variance (cf. *Tableau 1* : H) permettent un équilibre entre ces différentes attentes et une certaine optimisation du temps de calcul. Du côté technique, c'est un MNT découpé pour correspondre au lit majeur du cours d'eau qui a été utilisé afin de réduire davantage le temps de calcul (*fig. 6* et *fig. 7*). Il a aussi dû être découpé en onze parties le long du tracé.

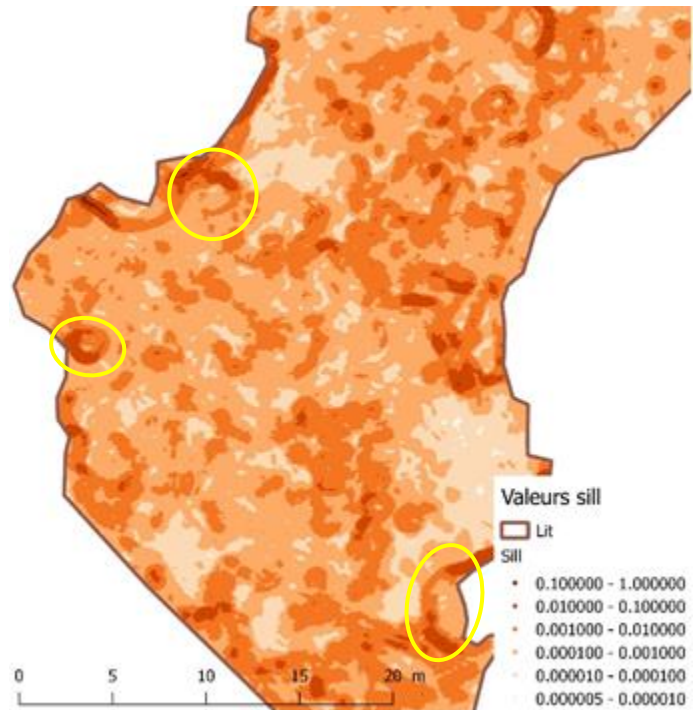
Echantillonnage  $f$  : 1 point sur 15 est retenu ;  
 Echelle de calcul  $rd$  : un rayon de 0.4 m autour de chaque point retenu ;  
 Echelons  $ns$  : 1/30 du rayon, donc calcul réalisé par incréments de 0.4 m /30.



Une comparaison rapide du MNT avec les résultats du calcul de semi-variance classés sur une échelle logarithmique permet de constater que les plus gros blocs (dont l'emprise horizontale dépasse 1 m environ) sont correctement identifiés par cette méthode. Ils sont caractérisés par des valeurs *sill* entre 1.0 et 0.01 et apparaissent sous la forme d'arcs-de-cercles soulignant leurs contours, le dessus de ces blocs étant souvent plutôt plat (fig. 7, cercles jaunes). Les troncs couchés sur la berge apparaissent avec les mêmes valeurs. Les blocs plus petits regroupés en amas ainsi que les seuils émergents apparaissent avec des valeurs de *sill* entre 0.01 et 0.001. On observe aussi que les ruptures de pente marquées formant certaines parties des rives sont clairement visibles également. A première vue, les valeurs inférieures à 0.001 indiquent une faible rugosité.



6: MNT au point de marquage des pierres par RFID.



7: Résultat du calcul de la semi-variance sur la même surface. Les valeurs sont affichées sur une échelle logarithmique. Cercles jaunes : blocs pour lesquels le calcul de semi-variance affiche des valeurs élevées en arc-de-cercle.

Les résultats obtenus grâce à la méthode de traitement du MNT par un calcul de semi-variance sont ensuite comparés à ceux obtenus par la méthode de Nitsche et *al.* (2012) appliquée sur une section du tronçon étudié. Celle-ci consiste à recenser les éléments du lit ayant un axe  $b > 0.5$  m. Cette méthode a été utilisée dans l'étude citée pour déterminer la densité (répartition spatiale) des blocs rarement mis en mouvement qui contribuent de manière importante à la rugosité totale du lit. Cette comparaison permet ensuite une évaluation de la méthode par calcul de semi-variance sur le MNT du lit (3.1.1.).

Les mesures quantitatives de la macrorugosité du lit permettent également une caractérisation des points de départ et d'arrivée d'éléments transportés. Pour ce faire, les points de départ et d'arrivée des pierres marquées par RFID sont identifiées dans un système d'information géographique (SIG) par un cercle de 2 m de diamètre autour des positions des pierres marquées. Les résultats obtenus par le calcul de la semi-variance (valeurs *sill* toujours) contenus dans chaque cercle sont alors utilisés pour quantifier la macrorugosité de ces zones d'intérêt.

#### 2.2.4. Sections du lit et extraction des variables

Le MNT du lit permet l'extraction de plusieurs variables connues pour jouer un rôle dans le processus de charriage (1. Introduction). Il est ainsi possible de déterminer le profil longitudinal de la zone d'étude le long du thalweg (Annexe 1). Celui-ci doit être interprété avec réserve en raison des erreurs estimées sur les valeurs altitudinales du MNT qui empêchent la distinction de la majorité des ruptures de pente. La pente des zones de dépôt des pierres marquées a également pu être extraite. Cette dernière a été déterminée au moyen d'un découpage stratifié du tronçon étudié en 34 sections (Annexe 2). Vu la précision toute relative des valeurs Z du MNT (estimée entre 0.25 et 0.8 m), il ne fait en effet pas sens de calculer la pente des zones de dépôt dans un rayon de 1 m autour de chaque pierre marquée retrouvée. Pour qu'elles soient comparables, les 34 sections définies ont toutes une longueur semblable (entre 15 et 22 m) et ont été délimitées en amont et en aval par un seuil. Elles sont ainsi soit rectilignes, soit caractérisées par un rétrécissement marqué de la largeur du lit ou encore par un élargissement notable. La direction de l'écoulement (rectiligne, dévié vers la droite ou dévié vers la gauche) est également homogène dans chaque section (Annexe 2). La description des sections est complétée par la mesure de leurs largeurs médiane et maximale extraites du MNT (Annexe 2). Ce découpage ainsi que les variables extraites sont donc utilisés dans le but de caractériser les zones où il y a du dépôt et, si possible, de les différencier des zones sans dépôt.

#### 2.2.5. Mesures du charriage par RFID

Les distances ainsi que le seuil de transport d'éléments du lit ont pu être mesurés grâce au suivi de pierres marquées par *Radio Frequency Identification* (RFID). La recherche des positions a eu lieu après chaque crue pendant l'automne 2016 et le printemps 2017. Le relevé des positions entre deux crues donne des informations sur la manière dont les différents éléments sont déplacés et permet de séparer les déplacements dus aux crues des déplacements ayant lieu entre deux crues (Haschenburger *et al.*, 1998 ; Lamarre *et al.*, 2005 ; Lamarre et Roy, 2008 ; Meier, 2009b ; Schneider *et al.*, 2010 ; Liébault *et al.*, 2012 ; Bradley et Tucker, 2012 ; Schneider *et al.*, 2014).

Les marqueurs utilisés sont passifs, c'est-à-dire qu'ils ne comprennent pas de batterie et que l'énergie nécessaire à renvoyer un signal à l'antenne est transmise par le champ magnétique émis par cette dernière. Les éléments sont composés d'une petite antenne, d'un condensateur, d'une pièce de résonance et d'un petit circuit, le tout contenu dans une capsule en verre et totalisant une longueur de 23 mm ou 32 mm (fig. 8). Le rayon d'identification de l'antenne utilisée pour rechercher les pierres marquées est de 20 à 60 cm environ selon la position du marqueur RFID par rapport à l'antenne (Meier, 2009a). Lors de la première recherche le constat a été fait que l'utilisation de deux antennes simultanément brouille le signal et empêche une bonne détection des pierres marquées. La suite du travail a donc été effectuée avec une antenne seulement.



8: Les éléments sont composés d'une petite antenne, d'un condensateur, d'une pièce de résonance et d'un petit circuit, le tout contenu dans une capsule en verre et totalisant une longueur de 23 mm ou 32 mm.

Tableau 2: Classes granulométriques étudiées

Classe granulométrique	Taille axe b [cm] Variable : Granulo	Nombre de pierres 04.08 au 04.11.2016	Nombre de pierres 13.03 au 08.06.2017
D6	6	70	14 (restantes au 11.04.2017)
D10	8-12	38	57 (+ 1 dès le 05.05.2017)
D20	19-21	0	25
D50	45-50	0	7

Quelques contraintes ont dirigé la mise en place de cette méthode. Premièrement, le nombre de pierres marquées par classe (*Tableau 2*) est dépendant de contraintes techniques : les plus petites pierres ont pu être transportées dans un atelier mais leur nombre reste restreint puisqu'il a fallu les transporter à pied sur 1 km. Quant au marquage des pierres D20 et D50, il est encore plus limité car il a dû être réalisé sur place. Deuxièmement, la première campagne réalisée a permis de déterminer quelles classes granulométriques il était judicieux d'étudier en tenant compte du fait que la recherche des pierres marquées doit pouvoir être réalisée par deux personnes en une journée. On constate en effet que les taux de récupération sont bas (*Tableau 3*) mais comparables à ceux atteints par Schneider et al. (2010). La raison principale est probablement le déplacement de pierres marquées au-delà de la zone d'étude, puisque des éléments ont déjà été localisés tout en aval dès la première recherche (14.09.2016).

Tableau 3: Taux de récupération des pierres marquées. Automne 2016.

Résultats projet-pilote	14.09.2016	15.10.2016	04.11.2016
Pierres retrouvées	62	36 (+2)	38
Taux de récupération	57%	33%	25%
Pierres D6 retrouvées	28	19	18
Dont immobiles	10	10	7
Taux de récupération	40%	27%	25%
Pierres D10 retrouvées	34	15 (+2)	22
Dont immobiles	10	6	8
Taux de récupération	89%	39%	57%

Pour la première campagne, des pierres marquées de classes D6 et D10 ont été déposées le 04.08.2016 puis suivies une fois par mois environ. Le 15 octobre, 2 pierres marquées ont été retrouvées dans des empilements faits par des promeneurs au lieu-dit Pierre de la Diabliesse. Elles ne sont pas prises en compte dans le calcul du taux de récupération. En comparant les résultats du 15 octobre avec ceux du 4 novembre, on constate que davantage de pierres D10 ont été trouvées lors de la dernière recherche (39% puis 57%). L'utilisation de deux antennes simultanément sur une partie du tronçon pourrait en être la cause. Pour les pierres de la classe D6 le taux de récupération est particulièrement faible dès la première recherche (40%) et baisse au fil du temps (25% en novembre). Le taux de récupération est encore plus bas lorsque ces pierres ont été mises en mouvement. On constate en effet que parmi les pierres marquées retrouvées 35% (en septembre), puis 52% (en octobre) et finalement 38% (en novembre) sont celles restées immobiles. En conséquence le choix est fait de ne pas ajouter des pierres de classe D6 pour le second suivi des pierres prévu au printemps 2017. Celles encore présentes seront prises en compte pour déterminer le seuil de transport de cette classe. Par contre leur numéro d'identification identique empêche de mesurer leur distance de transport, mise à part pour deux pierres D6 identifiables.

La seconde phase a été préparée en hiver 2016 avec le marquage par RFID de pierres des classes D10, D20 et D50 (*Tableau 4*). Pendant le printemps 2017, onze recherches ont été effectuées après chaque pointe de crue. Les recherches ont débuté tôt dans la saison avec des débits faibles afin

d'identifier le seuil de transport des classes suivies. La recherche du 13 mars a permis de relever la position de départ des pierres marquées, pour éviter des erreurs dues à un éventuel mouvement durant l'hiver. Les trois recherches suivantes ne sont pas prises en compte car aucun mouvement significatif (> 4m, en tenant compte des erreurs dues à la portée du signal et à la mauvaise couverture GPS dans la zone d'étude) des pierres marquées n'a été constaté et la situation est égale à celle observée lors de la recherche du 11.04.2017. Cette recherche affiche un taux de récupération des pierres marquées plus bas que les suivantes (*Tableau 4*), probablement parce que certaines pierres n'ont pas été retrouvées en raison de la neige encore présente dans le chenal secondaire au point de départ. Les taux de récupération décroissants obtenus au mois de juin sont probablement dus au déplacement d'une partie des pierres marquées au-delà de la zone d'étude par la crue de 2.4m<sup>3</sup>/s puisqu'une partie des éléments marqués était déjà située dans la moitié aval du tronçon d'étude lors du relevé du 22 mai. Dans l'ensemble, les taux de récupération sont meilleurs que ceux de la première campagne car les éléments marqués sont moins vite emmenés au-delà de la zone d'étude. Les taux de récupération sont plus élevés que celui de l'étude de Schneider et al. (2014) qui a perdu trace de 38% des objets marqués dès la première campagne de recherche. Les taux de récupération de la présente étude sont au contraire plus bas que ceux atteints dans d'autres études pendant la première année suivant la mise en place des marqueurs (Liébault et al., 2012, Bradley et Tucker, 2012) mais cette comparaison est à considérer avec recul car les caractéristiques du lit des cours d'eau étudiés ne sont pas comparables, bien qu'il s'agisse aussi de cours d'eau de montagne. Les numéros RFID uniques permettent de voir quelles pierres n'ont pas été retrouvées lors de la recherche précédente (même après les plus grandes crues du mois de juin) et quelles pierres ont été perdues. On peut ainsi en déduire qu'une partie des disparitions est due à d'autres raisons que la sortie de la zone d'étude, telles que les conditions pendant la recherche (zones peu accessibles, débit plus élevé) ou l'enfouissement d'éléments au-delà du rayon d'identification de l'antenne (cf. 3.2.2). On notera que le taux de recouvrement des éléments marqués doit être interprété en gardant ces biais à l'esprit.

Tableau 4: Taux de récupération des pierres marquées. Printemps 2017.

Résultats printemps 2017	11.04.2017	05.05.2017	17.05.2017	22.05.2017	01.06.2017	08.06.2017
Qmax [m <sup>3</sup> /s] de la dernière crue	étiage	0.6	1.5	2.4	2.3	3.2
Pierres retrouvées	66/103	79/103	83/104	84/104	63/104	48/104
Taux de récupération	64%	76%	79%	80%	60%	46%
Retrouvées par rapport à la date précédente	12	23	15 (+1)	15	8	10
Perdues par rapport à la date précédente	26	10	12	14	29	25
Pierres D6 retrouvées	14	12	13	10	6	3
Pierres D10 retrouvées	34	44	39	42	27	17
Pierres D20 retrouvées	11	16	24	25	23	21
Pierres D50 retrouvées	7	7	7	7	7	7

Les points de dépôt des pierres suivies ont été compilés dans un SIG afin d'identifier les zones de dépôt dans le lit de l'Avançon, avec une nouvelle zone identifiée chaque fois que les points sont séparés de plus de 2 m. Toutes les sections où l'on a observé au moins un point de dépôt sont considérées comme sections avec dépôt.

Les points de départ et de dépôt des pierres marquées sont ensuite traités par un SIG : ils sont alignés au thalweg, puis les distances de transport sont calculées pour chaque événement. Le seuil d'initiation du transport pour chaque classe granulométrique a quant à lui été estimé via le suivi des pierres marquées. Le plus faible débit ayant mis en mouvement quelques pierres d'une catégorie est

considéré comme marquant le seuil de transport pour cette catégorie. Il s'agit donc de seuils de transport observés et non calculés.

Une régression logistique binaire a été réalisée, avec pour variable dépendante `Mouv_vs_Immo` qui contient, pour chaque événement, l'information concernant l'immobilité ou la mise en mouvement des pierres marquées retrouvées. La régression logistique binaire a été réalisée de deux manières différentes. La première utilise les variables pour lesquelles la totalité des pierres retrouvées possèdent des données, ce qui correspond à 294 observations. La seconde régression logistique a été réalisée en séparant les données par classe granulométrique.

Variables :

<code>Granulo</code>	La taille de l'axe b ;
<code>LogMeanSill_DEPART</code>	La valeur logarithmique (même classification que sur les cartes ayant servi à identifier les éléments de macrorugosité) de la moyenne des valeurs <i>sill</i> (cf. 3.2.5) dans un rayon de 1 m autour du point de départ ;
<code>Qmax</code>	Le débit de pointe lors de l'événement ayant mis en mouvement la pierre marquée ;
<code>PENTE_SECTION_DEPART</code>	La pente en degrés de la section homogène dans laquelle se trouvait la pierre avant son départ.

Après l'intérêt porté aux conditions de la mise en mouvement des pierres marquées, la question se pose également pour les distances parcourues par les éléments transportés. Afin de mettre en avant la ou les variable-s déterminant la distance de transport, une régression logistique multinomiale a été réalisée. Cette analyse prend en compte les pierres mises en mouvement seulement et nécessite un regroupement des données par classes de distances. Dans le cas présent, les données sont trop peu nombreuses pour pouvoir utiliser un grand nombre de catégories (il y aurait trop peu de données par catégories, ce qui affaiblirait la qualité des résultats), trois ont donc été définies (*Tableau 5*). Les déplacements de 4 m à 20 m correspondent à la longueur d'une section du lit (4.2.2). Les déplacements supérieurs à 100 m sont considérés comme particulièrement longs, puisque cette limite marque un changement dans la gamme des distances de transport (3.2.2. *fig. 14*). La limite supérieure est fixée à 700 m pour englober la longueur totale du tracé de référence (690 m).

*Tableau 5: catégories de distances de transport pour l'analyse multivariée.*

Catégories des distances de transport	Nombre de pierres
4m à 20m	11
20m à 100m	14
100m à 700m	12

Les quatre variables utilisées précédemment sont reprises pour cette nouvelle régression logistique, deux variables liées au déplacement venant les compléter :

<code>Granulo</code>	La taille de l'axe b ;
<code>LogMeanSill_DEPART</code>	La valeur logarithmique de la moyenne des valeurs <i>sill</i> dans un rayon de 1 m autour du point de départ ;
<code>Qmax</code>	Le débit de pointe lors de l'événement ayant mis en mouvement la pierre marquée ;
<code>PENTE_SECTION_DEPART</code>	La pente en degrés de la section homogène dans laquelle se trouvait la pierre avant son départ ;
<code>LogMeanSill_ARRIVEE</code>	La valeur logarithmique de la moyenne des valeurs <i>sill</i> dans un rayon de 1 m autour du point d'arrivée ;
<code>PENTE_PARCOURS</code>	La pente en degrés sur le parcours de la pierre lors d'un événement. Cette variable est ajoutée car la pente joue un rôle dans la dispersion des pierres marquées (4.3.1). Les valeurs mesurées peuvent être consultées dans l'Annexe 3.

Les six variables ont été insérées comme variables indépendantes pour la première régression logistique multinomiale, puis la variable ayant la valeur  $p$  la plus élevée est écartée et le processus répété.

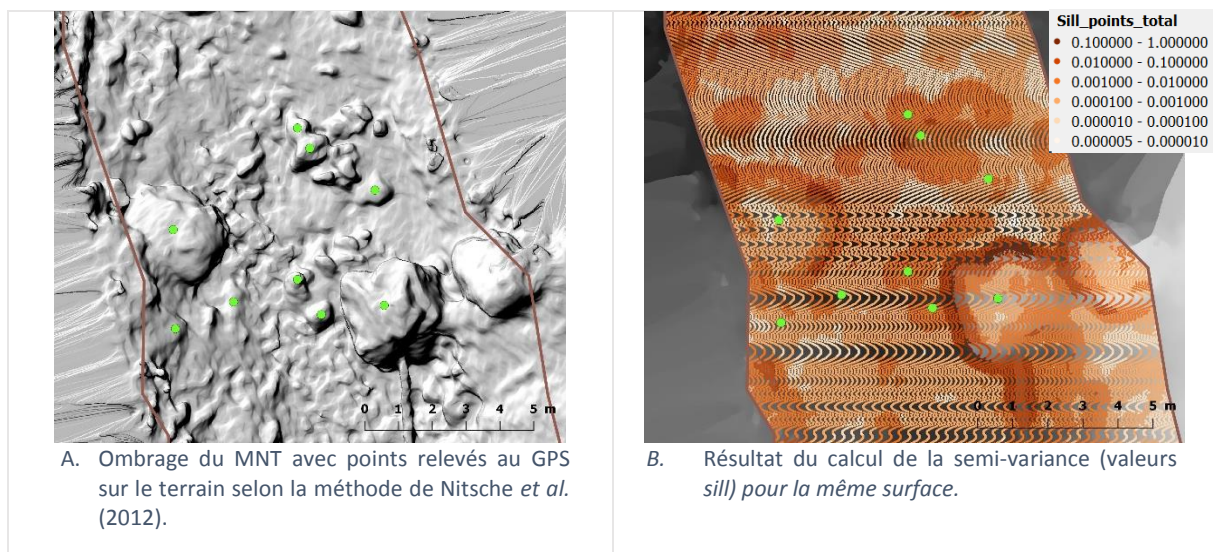
### 3. Résultats

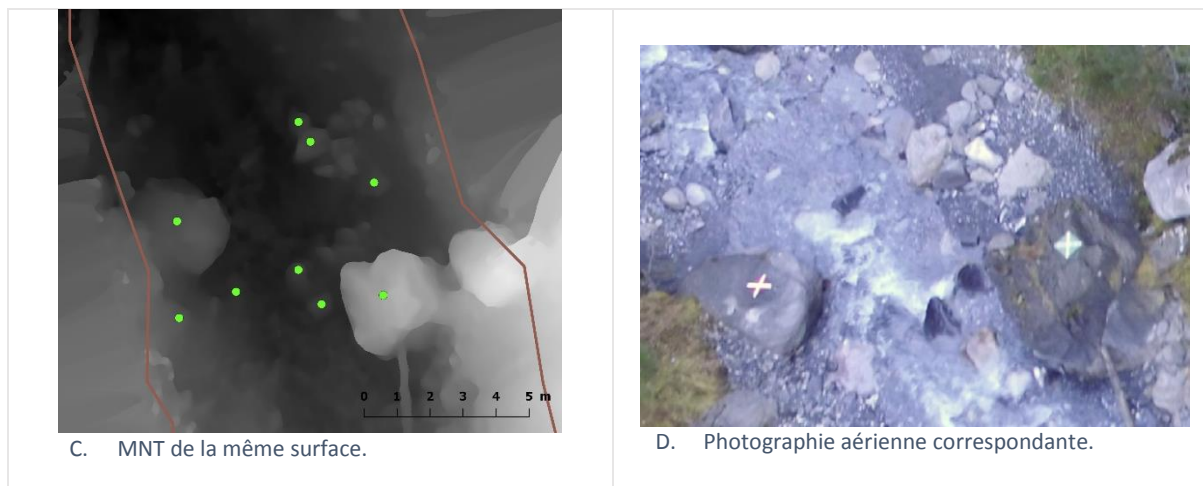
#### 3.1 Macrorugosité

##### 3.1.1. Quantification de la macrorugosité du lit

La capacité à identifier les objets composant la macrorugosité du lit, en utilisant le calcul de semi-variance basé sur le MNT, est comparée avec les relevés des blocs ayant un axe  $b > 50\text{cm}$  selon la méthode de Nitsche *et al.* (2012) (cf. *Tableau 6. A*). On constate que les trois blocs d'axe  $b > 1\text{ m}$  que l'on distingue sur la photographie sont identifiés par le calcul de semi-variance grâce aux valeurs élevées produites sur leur pourtour (cf. *Tableau 6. B*). Par contre on observe sur le relevé de terrain que l'un des trois gros blocs n'a pas été pris en compte, peut-être à cause de sa position à la limite du lit mineur. Les autres blocs relevés avec le dGPS en rive droite sont bien représentés par les valeurs de *sill* entre 0.01 et 0.001 (cf. *Tableau 6. B*). Les deux blocs relevés sur le terrain en rive gauche ne sont par contre pas bien mis en avant par la méthode utilisant le MNT. Les valeurs entre 0.01 et 0.001 apparaissent seulement sur une petite partie du bord du bloc pris dans la berge (cf. *Tableau 6. C*). Pour l'autre bloc aucune valeur indiquant sa présence n'apparaît, celles se trouvant à proximité étant plutôt dues au bloc légèrement plus petit mais de forme plus élancée se trouvant à cet endroit. Leur forme et leur position – plat et encastré dans la couche de pavage pour l'un, en pente douce et affleurant la berge pour l'autre – ne permettent pas l'apparition claire de leurs contours. On observe également que des zones sont identifiées comme particulièrement rugueuses alors qu'aucun relevé n'a été effectué sur le terrain. Ces zones sont composées de blocs dont l'axe  $b < 50\text{ cm}$  formant un seuil rendu visible par les remous sur la photographie aérienne (*Tableau 6. D*). Leur agencement est probablement à l'origine des valeurs *sill* plus élevées. Ces comparaisons permettent de confirmer la première observation : les valeurs comprises entre 1.0 et 0.001 indiquent la présence d'éléments constitutifs de ce que l'on a défini comme *macrorugosité*, c'est-à-dire les ruptures de pentes des berges, les troncs, les blocs individuels d'axe  $b > 50\text{ cm}$  et les seuils (1. Introduction).

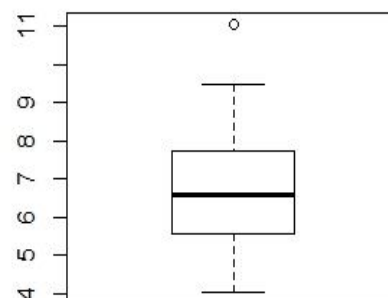
Tableau 6: Identification des éléments de la macrorugosité du lit.





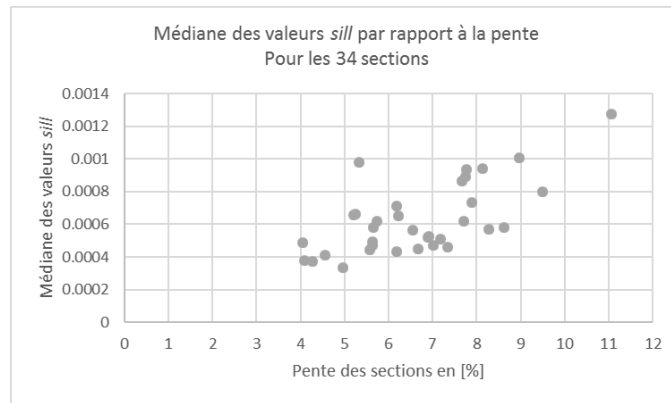
### 3.1.2. Pentés et rugosité du lit

Le tronçon étudié affiche une pente moyenne de 6.7%. Par rapport aux études faites précédemment, cela correspond à une pente moins importante que celle du tronçon étudié par Meier (2009) et Schneider *et al.* (2010) qui est de 17%. Par contre, le cas étudié ici affiche une pente plus importante que celui étudié par Bradley et Tucker (2012) ou par Liébault *et al.* (2012), tous deux situés en aval d'un cours d'eau de montagne et affichant une pente de 1% et 1.6% respectivement. La pente étant un des facteurs déterminants dans les dynamiques de transport fluvial ainsi qu'un critère d'identification des cours d'eau de nature torrentielle (Rickenmann, 2014), ces différences restreignent les possibilités de comparaison avec la présente étude. Les pentes des sections s'échelonnent entre 4% et 11% (Annexe 2) avec une moyenne de 6.7% et une médiane de 6.6% (fig. 9), ce qui correspond aussi à la pente calculée sur toute la longueur du tronçon. Pour une grande partie des sections la pente atteint donc une valeur typique d'une morphologie torrentielle d'après les critères de Rickenmann (2014) stipulant que les torrents affichent une pente plus élevée que 5% à 10%.



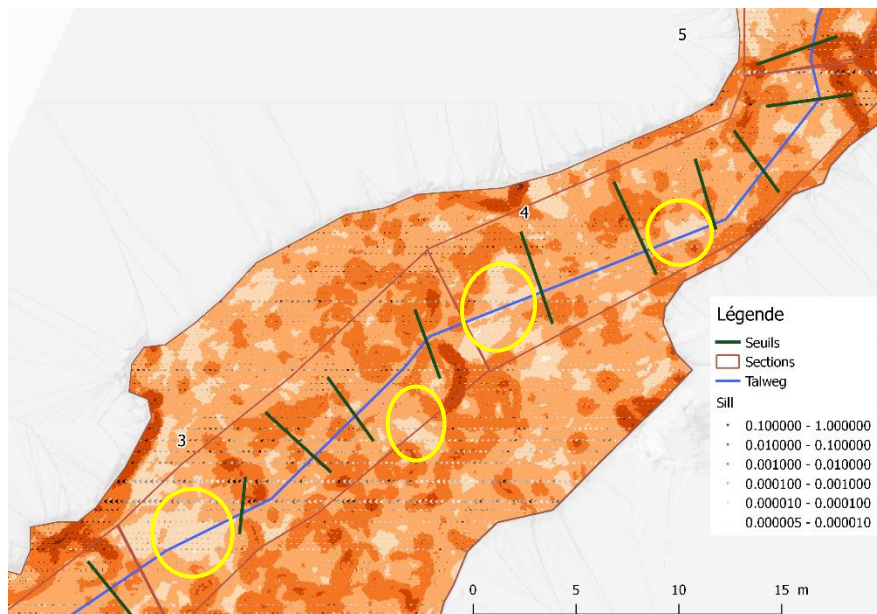
9: Répartition des valeurs de la pente [%] de chacune des 34 sections du tronçon étudié.

Les résultats concernant la macrorugosité du lit du cours d'eau (cf. 4.1) indiquent qu'une zone est particulièrement rugueuse lorsque des valeurs *sill* supérieures ou égales à 0.001 sont calculées. Parmi les 34 sections définies, trois affichent une médiane égale ou supérieure à 0.001 (Annexe 2), ce qui traduit une importante macrorugosité du lit. Si l'on veut s'intéresser à la rugosité d'une section, il convient néanmoins de prendre en compte sa pente également. Il faut en effet garder à l'esprit qu'une faible pente traduit également une rugosité importante (1. Introduction). Dans le cas présent, une pente est considérée comme faible si elle est inférieure à 5%. En mettant en relation la médiane des valeurs *sill* calculées dans une section et sa pente, on obtient donc un aperçu de la rugosité globale de la section. On observe alors (fig. 10) que les sections présentant une faible pente (< 5%) affichent toutes une faible macrorugosité et que la macrorugosité des sections a tendance à augmenter avec leur pente.



10: Les 34 sections en fonction de leur pente et de leur moyenne des valeurs sill.

Malgré cette tendance, on observe parfois la combinaison d'une pente importante avec une macrorugosité moyenne peu marquée. Ceci semble être le reflet de la formation de mouilles à l'amont de seuils dus à des blocs. Une analyse plus détaillée de la situation montre en effet que la macrorugosité est particulièrement faible en amont de certains des seuils identifiés sur les sections à forte pente affichant une faible macrorugosité (fig. 11). Les valeurs médianes de *sill* particulièrement faibles (entre 0.0003 et 0.0006) dans ces sections indiquent également que les valeurs *sill* individuelles plus élevées calculées autour de quelques gros blocs n'influencent que peu la moyenne sur la section. La macrorugosité moyenne (moyenne des valeurs *sill*) peu marquée sur la section est donc due aux faibles valeurs calculées sur les mouilles.



11: Entourés en jaune : exemples de cas de faible macrorugosité à l'amont de seuils dans les sections n° 3 et n° 4.



## 3.2 Transport

### 3.2.1 Seuil d'initiation du transport

#### Observations

Tableau 7: Débits de pointe lors des crues observées en automne 2016 et au printemps 2017.

Événement	14 septembre au 4 novembre	15 octobre au 4 novembre	11 avril au 5 mai	5 mai au 17 mai	17 mai au 22 mai	22 mai au 1er juin	1 <sup>er</sup> juin au 8 juin
Débit max $Q_{max}$ [ $m^3/s$ ]	3.5	3	0.6	1.5	2.4	2.3	4.2

Les suivis effectués au printemps, avec l'observation de débits plus faibles qu'à l'automne précédent (Tableau 7 et fig. 2 et fig. 3), ont permis de constater à partir de quel débit de pointe  $Q_{max}$  la mise en mouvement de pierres de classes D6, D10 et D20 était possible (Tableau 8). Les pierres de la classe D50 n'ont quant à elle pas été déplacées pendant la période d'observation. Les résultats affichent une mise en mouvement significative des pierres lors de la première observation de transport pour une classe granulométrique donnée, avec 28% des pierres D6 suivies entre le 11 avril et le 5 mai, 23% des pierres D10 suivies entre les 5 et 17 mai et 35% des pierres D20 suivies entre les 1<sup>er</sup> et 8 juin, ce qui permet d'estimer que les déplacements sont dus à l'écoulement et non à d'autres facteurs (par ex. promeneurs). Pour la détermination du seuil de transport, le débit est considéré comme suffisamment élevé pour mettre en mouvement les pierres d'une classe dès lors qu'un mouvement de plus de 4m a été constaté. On rappellera ici que le seuil de transport d'une classe granulométrique n'est pas une limite précise car le transport se fait par phases, avec des éléments mis en mouvement de manière individuelle en situation de transport partiel (Wilcock et McArdell, 1997 ; Hegg et Rickenmann, 1998). Ceci est d'ailleurs confirmé par des observations faites dans cette étude : le 17 mai 2017, 9 pierres D6 sont restées à l'endroit où elles avaient été déposées par les crues précédentes malgré le passage d'une crue (pointe de 1.5  $m^3/s$ ) capable de déplacer des pierres marquées de la classe granulométrique supérieure (D10). Le même constat est valable pour 6 pierres D10 restées immobiles alors que des pierres D20 étaient déplacées par la même crue (4.2  $m^3/s$ ) entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juin.

Tableau 8: Seuils de transport observés pour les 4 classes granulométriques étudiées.

Classe granulométrique	Taille axe b [cm]	Événement	$Q_{max}$ [ $m^3/s$ ]
1	6	11 avril au 5 mai	0.6
2	10	5 mai au 17 mai	1.5
3	20	1 <sup>er</sup> juin au 8 juin	4.2
4	50	-	Pas atteint

Comme aucune pierre d'axe b = 20 cm n'avait été marquée pour le projet-pilote, on ne peut écarter la possibilité que les crues des deux premiers événements (avec pointe de crue  $Q_{max}$  de respectivement 3.5  $m^3/s$  et 3  $m^3/s$ ) avaient la capacité de déplacer des pierres de cette classe. Bien entendu, il se peut que des débits plus faibles que ceux relevés ici puissent être suffisants à la mise en mouvement d'éléments des classes granulométriques observées puisque les valeurs présentées ici sont basées sur le constat du déplacement observé après la crue et non pendant.

### Analyse statistique

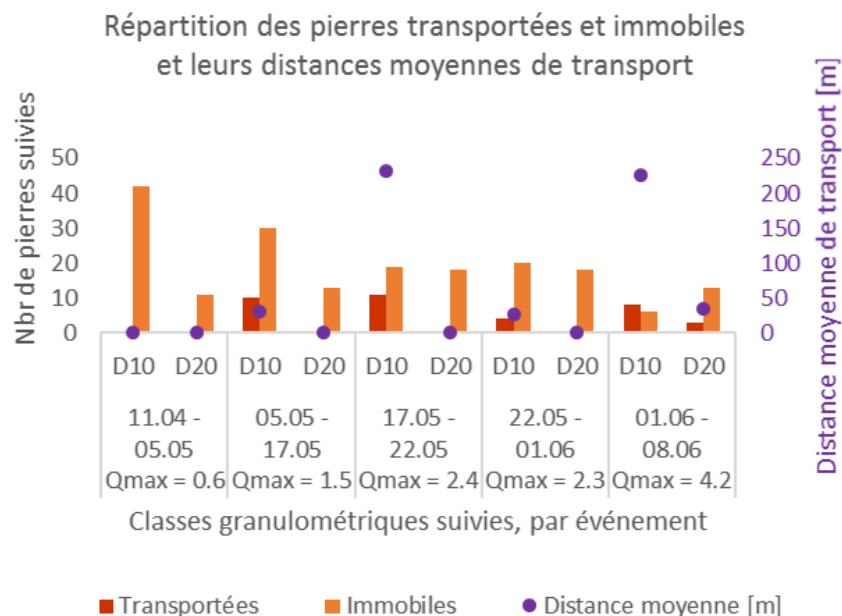
Les nombreuses données acquises dans le cadre de cette étude ont pour but, entre autres, de permettre une analyse statistique mettant en avant la ou les variable(s) déterminant la mise en mouvement des pierres. Il en résulte que les variables *Pente\_Section\_Depart*, *Qmax* et *Granulo* sont celles ayant une influence significative (au niveau 0.05) sur le modèle, alors que la variable *LogMeanSill\_Depart* rendant compte de la macrorugosité du lit autour de chaque pierre est écartée (Tableau 9).

Tableau 9: Résultat de l'analyse logistique binaire.

Variables		Sig.
Pas 1	PENTE_SECTION_DEPART	.002
	LogMeanSill_DEPART	.285
	Qmax	.000
	Granulo	.000
	Constante	.601
Pas 2	PENTE_SECTION_DEPART	.001
	Qmax	.000
	Granulo	.000
	Constante	.031

### 3.2.2. Distances de transport

#### Observations

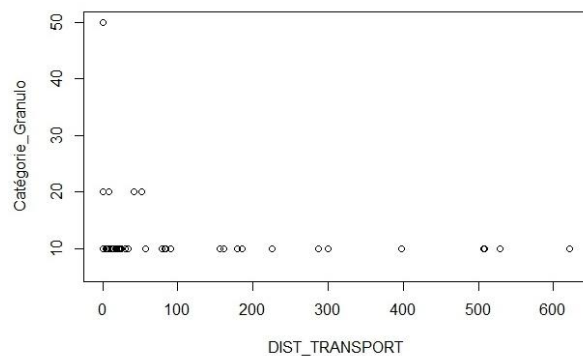


12: Pour chaque événement (date et Qmax), répartition des pierres des catégories D10 et D20 selon qu'elles aient été transportées ou qu'elles soient restées immobiles. La distance moyenne des mouvements observés est indiquée par le point violet.

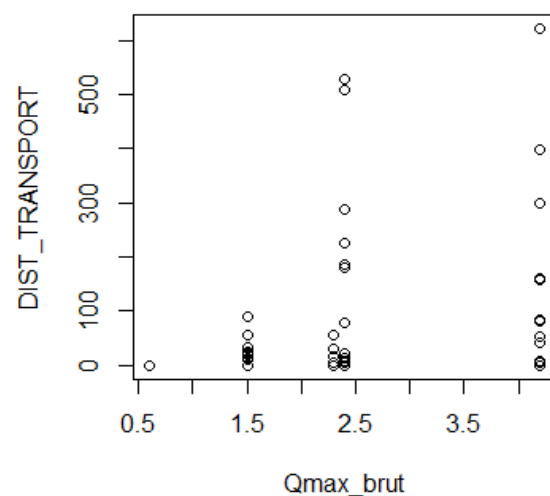
Pendant le printemps 2017, quelques déplacements de pierres marquées de classe D10 et D20 ont pu être observés. Les distances de transport ont été relevées pour cinq événements du printemps 2017, qui correspondent aux six recherches présentées plus haut. Elles sont mesurées le long du thalweg du tronçon d'étude (4.2.3), les positions des pierres suivies ayant été ramenées au préalable au point le plus proche sur cette ligne. Les distances de transport inférieures à 4 m ne sont toujours pas prises en compte. Les distances dont il est question ici sont celles parcourues lors d'un événement (*fig. 12*). Comme les pierres sont parfois perdues entre leur dernière position connue et la recherche effectuée après un événement de crue, le nombre d'observations des distances de transport est environ 10% inférieur au nombre de pierres retrouvées après une crue. Les distances de transport sont nulles lors du premier événement du 11 avril au 5 mai, puis leur moyenne atteint 30m avec le déplacement des pierres de classe D10 entre le 5 et le 17 mai. Lors de la crue du 17 au 22 mai, la même classe granulométrique est encore la seule déplacée mais avec des distances plus grandes, de 230m en moyenne. Entre le 22 mai et le 1<sup>er</sup> juin les pierres de classe D10 suivies se sont déplacées de 26 m en moyenne. Le dernier événement observé a permis le déplacement des pierres de classe D10 (226 m en moyenne) et D20 (34 m en moyenne). Aucun mouvement n'a été constaté pour les éléments de la classe D50. Dans le contexte de cette étude le processus de transport n'a pas été étudié. Il est probable cependant que les pierres D20 se soient déplacées uniquement en roulant sur le lit du cours d'eau tandis que les pierres D10 déplacées sur plusieurs centaines de mètres ont probablement été déplacées par saltation.

Les déplacements individuels sont eux aussi intéressants : triés par classe granulométrique (*fig. 13*), ils mettent en avant les différentes gammes de distances parcourues par les éléments des trois classes suivies. Les plus petites pierres (classe D10) ont été transportées sur des distances variant entre 0 et plus de 600 mètres, alors que la gamme des distances parcourues par les pierres de la classe D20 est plus restreinte avec des valeurs entre 0 et 52 mètres. Il est probable que les distances maximales parcourues par les pierres marquées n'aient pas pu être observées puisque 10% des pierres D10 retrouvées le 22.05.2017 étaient déjà positionnées à environ 200 m de la limite aval du tronçon étudié.

Le graphique en *fig. 12* semblant également indiquer un lien entre les distances de transport et les débits de pointe, une représentation graphique spécifique à cette relation a été réalisée (*fig. 14*). Celle-ci permet de constater que les distances n'augmentent pas systématiquement avec les débits. On observe par contre que les débits permettant la mise en mouvement offrent deux palettes de distances de transport : les débits jusqu'à 2.3m<sup>3</sup>/s entraînent les pierres suivies sur de courtes distances allant jusqu'à 100 m, alors que les



13: Distances mesurées pour les classes granulométriques D10, D20 et D50.



14: Distances de transport lors de chaque événement, en fonction du débit de pointe.

débites supérieurs entraînent des éléments aussi bien sur de courtes distances que sur de plus longues distances, voire probablement au-delà de la zone d'étude. En effet, environ 15% des pierres marquées se trouvaient déjà dans la moitié aval de la zone d'étude le 22.05.2017, c'est-à-dire juste après la crue ayant atteint une pointe de 2.4 m<sup>3</sup>/s et avant celle ayant atteint 4.2 m<sup>3</sup>/s. Des pierres marquées ont donc pu être transportées sur de plus longues distances que celles mesurées lors de ces deux crues plus importantes.

Il est délicat de comparer les distances de transport mesurées avec les études semblables puisqu'elles ont été réalisées sur des tronçons ayant une pente bien plus faible ou plus marquée (4.2.3). On note néanmoins que Meier (2009) et Schneider *et al.* (2014) ont également observé une plus large gamme de distances de transport avec l'augmentation des débits dans le cours d'eau de montagne qu'ils ont étudié (avec une pente de 17%).

### Analyse statistique

Les trois régressions logistiques multinomiales effectuées ont vu les variables PENTE\_SECTION\_DEPART et Granulo être successivement écartées, et le résultat final indique que seules les variables Q<sub>max</sub> et PENTE\_PARCOURS atteignent une influence significative sur les modèles (Tableau 10).

L'influence de la pente sur la dispersion des pierres marquées est donc confirmée par cette analyse. Les détails concernant la pente sur la distance parcourue par chaque pierre suivie (Annexe 3) indiquent que les pentes peu marquées (< 5%) engendrent toutes des déplacements courts (entre 4.5 et 30.3 m). On observe également que les distances supérieures à 100 m ont été réalisées sur des parcours dont la pente était toujours supérieure à 6% (Annexe 3).

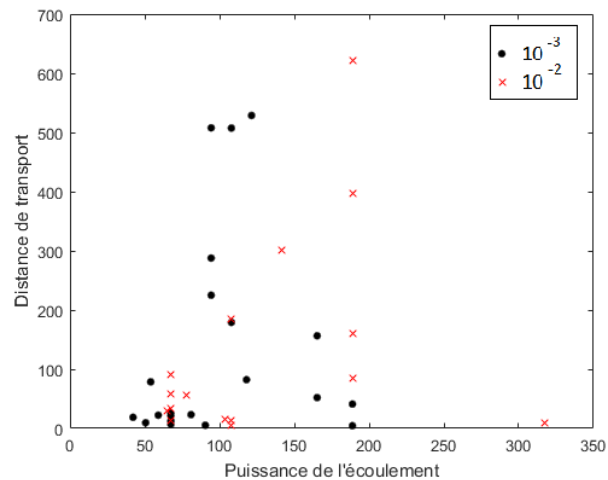
Tableau 2: Résultats de l'analyse multinomiale.

	Variables	Sig
Pas 1	Granulo	.4724
	LogMeanSill_DEPART	.3900
	LogMeanSill_ARRIVEE	.4509
	Q <sub>max</sub>	<b>.0305</b>
	PENTE_SECTION_DEPART	.7014
	PENTE_PARCOURS	<b>.0327</b>
Pas 2	Granulo	.4948
	LogMeanSill_DEPART	.3529
	LogMeanSill_ARRIVEE	.3799
	Q <sub>max</sub>	<b>.0300</b>
	PENTE_PARCOURS	<b>.0365</b>
Pas 3	LogMeanSill_DEPART	.3766
	LogMeanSill_ARRIVEE	.2787
	Q <sub>max</sub>	<b>.0393</b>
	PENTE_PARCOURS	<b>.0340</b>

La relation entre la variable Q<sub>max</sub> et la variable dépendante représentant les trois catégories de distances de transport est également mise en avant par l'analyse statistique. Ceci ne semble pas être lié au choix des catégories de transport puisque la même analyse réalisée avec des catégories différentes (4-20 m, 20-100 m, 100-200 m et 200-700 m) indique également que Q<sub>max</sub> a une influence significative sur les distances de transport.

La pente du cours d'eau ainsi que les débits sont les paramètres composant la puissance de l'écoulement (1. Introduction). Celle-ci a été calculée pour tous les déplacements (>4 m) mesurés au point de départ des éléments (pente de la section de départ) et avec le débit maximal enregistré à la station du Pont-de-Nant pendant l'événement correspondant (fig. 15). De la même manière que le

débit de pointe (fig. 14), une puissance de l'écoulement plus élevée entraîne une plus large gamme de distances de transport. La séparation des données selon la moyenne des valeurs *sill* au point de départ des éléments suivis montre ici aussi qu'il n'y a pas de lien sensible avec la distance sur laquelle ils ont été transportés.

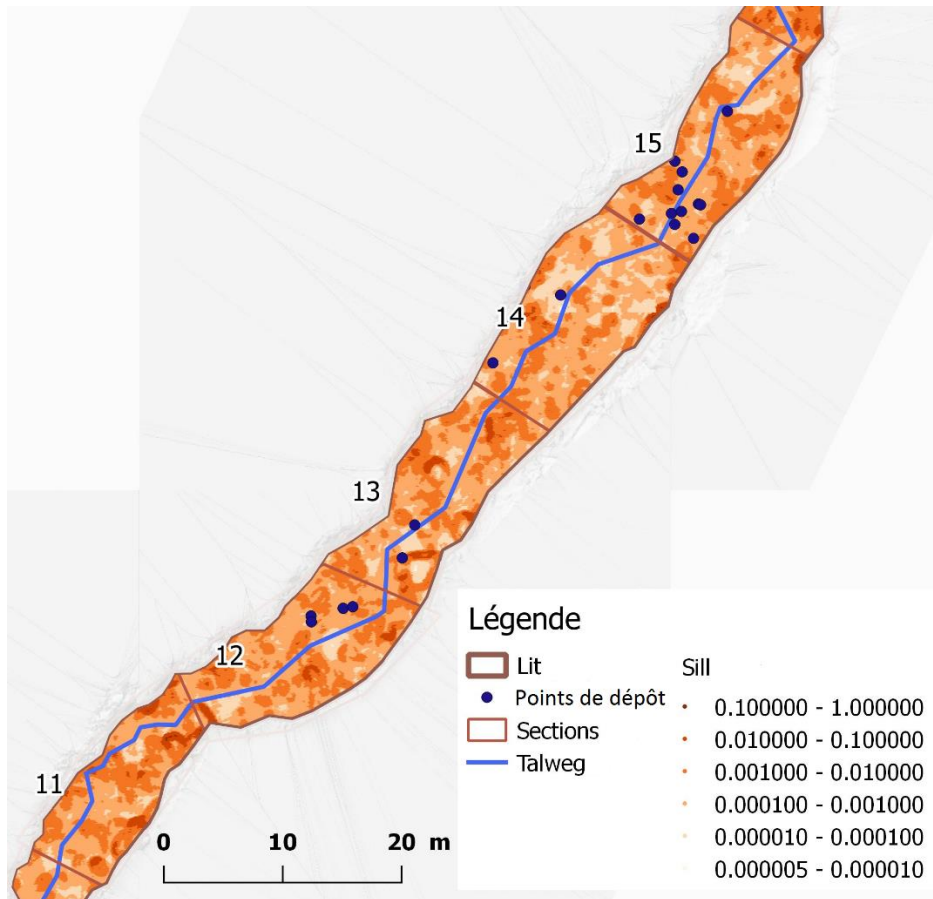


15: Distances de transport mesurées pendant l'étude (toutes classes granulométriques, distances >4 m) selon la puissance de l'écoulement  $\Omega = \rho * g * Q_{max} * S$  (avec  $\rho = 1$  et  $S$  la pente de la section de départ). Les données sont séparées en deux catégories selon la valeur logarithmique de la mesure de la macrorugosité du lit au point de départ de chaque élément (moyenne des valeurs *sill* dans un cercle  $r = 1$  autour du point de dépôt). Median\_Sill =  $10^{-3}$  représente une zone moins rugueuse que Median\_Sill =  $10^{-2}$ .

### 3.2.3. Macrorugosité et zones de dépôt

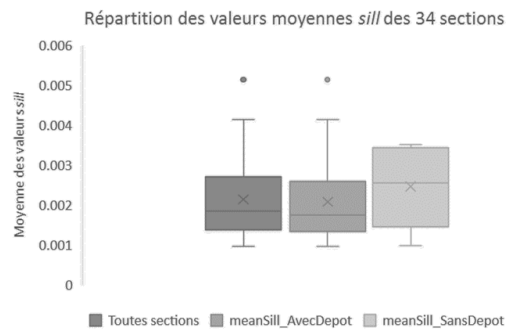
La macrorugosité du lit d'un cours d'eau est supposée être l'un des facteurs influençant le dépôt du matériel charrié (1. Introduction). Le suivi de pierres marquées par RFID et le calcul de la macrorugosité du lit par la méthode de semi-variance permettent d'étudier cette relation.

Le suivi par la méthode RFID permet de constater que certaines pierres marquées se sont regroupées dans des zones précises, alors que d'autres se sont déposées de manière plus ponctuelle le long du tronçon d'étude (fig. 16). Il est possible que les positions des pierres soient trop peu nombreuses pour couvrir toutes les surfaces de dépôt (559 positions relevées identifiant 174 points de dépôt pour une surface étudiée de 5990 m<sup>2</sup>). Seules cinq des trente-quatre sections (15%) n'ont vu aucune pierre déposée lors du suivi des pierres marquées effectué pour cette étude. Dans 21 sections au moins deux zones de dépôt sont identifiées de manière distincte.

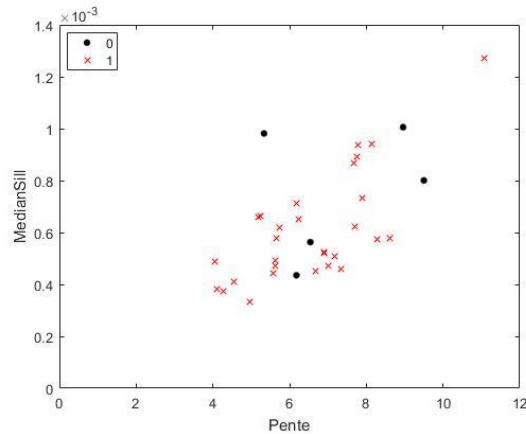


16: Extrait de carte : macrorugosité du lit majeur, tracé du lit mineur et points de dépôt dans les sections n° 11 à 15.

La moyenne des valeurs *sill* calculées dans chaque zone a été effectuée. Les valeurs oscillent entre 0.00096 et 0.00519, avec une moyenne de 0.00212 et une médiane située à 0.00183 (fig. 17). Le test de Student effectué ne peut pas distinguer la répartition des deux groupes. On constate que deux des trois sections ayant une macrorugosité médiane particulièrement élevée (avec une valeur *sill* médiane sur la section  $\geq 0.001$ , cf 4.1) n'ont pas de zone de dépôt. A l'inverse, on observe que les trois sections ayant la macrorugosité médiane la plus faible (médiane des valeurs *sill*  $< 0.0004$ ) ont toutes des zones de dépôt (Annexe 2). On ne peut donc prédire le dépôt d'éléments transportés par l'écoulement sur la seule base de la macrorugosité du lit. D'autres paramètres tels que la morphologie globale du lit et sa pente doivent en effet être pris en compte (1. Introduction).



17: Répartition des moyennes des valeurs *sill* dans les 34 sections, dans les 29 sections contenant des zones de dépôt et dans les 5 sections sans zone de dépôt.



18. Valeurs sill médianes par rapport à la pente, pour les 34 sections séparées en 2 groupes (0) avec peu ou sans dépôt et (1) avec dépôt.

Si l'on reprend les 34 sections classées selon qu'elles contiennent plusieurs zones de dépôt ou non, une observation principale peut être faite : à macrorugosité similaire, la pente d'une section influence le processus de dépôt (fig. 18). On observe en effet que les sections n'ayant aucune zone de dépôt ont toutes une pente supérieure à 5% alors que les sections ayant une pente plus faible contiennent toutes des zones de dépôt. Aucune tendance claire ne se dégage par contre au-dessus de cette limite, les sections à forte macrorugosité et les sections à faible macrorugosité contenant aussi bien des sections sans dépôt que des sections avec dépôt. On peut tout de même en déduire que la pente a probablement un rôle important, son effet sur la contrainte de cisaillement critique contrebalançant l'effet de la macrorugosité. Ainsi des sections possédant une macrorugosité élevée peuvent tout de même afficher un dépôt nul grâce à l'augmentation de la puissance de l'écoulement ainsi qu'à la diminution de la contrainte de cisaillement critique dues à la pente élevée.

## 4. Discussion

### 4.1 Quantification de la macrorugosité

La méthode utilisée pour quantifier la macrorugosité du lit d'un cours d'eau a été adaptée afin de pouvoir utiliser les résultats pour cette étude. Les paramètres choisis sont donc adaptés à une étude prenant en compte uniquement la rugosité du lit sur les surfaces qui ne sont pas mouillées en conditions d'étiage. L'autre besoin principal était celui de mettre en avant la rugosité des blocs d'axe b de 50 cm afin de comparer la méthode par calcul de la semi-variance avec un relevé de terrain. De façon similaire, l'échelle choisie pour l'étude influence l'identification de macrorugosité : si les gros blocs mis en avant par le procédé avec des valeurs sill supérieures à 0.01 peuvent avoir une influence sur la moyenne des valeurs sill calculées dans un rayon d'un mètre autour des points de départ et d'arrivée des pierres marquées, le constat est fait que leur influence est moindre dans le cadre de la première partie des analyses réalisée sur la base de la médiane des valeurs sill des 34 sections du tronçon étudié. Ces quelques spécificités prises en compte, la méthode par calcul de la semi-variance sur un MNT du lit du cours d'eau s'est avérée être utile dans le cadre de cette étude. Elle représente en effet un moyen d'identification des objets constitutifs de la macrorugosité du lit d'un cours d'eau semblable à une autre méthode préconisée par Nitsche *et al.* (2012) utilisée parallèlement, bien qu'une comparaison des deux méthodes indique qu'il y a des divergences dans certains cas spécifiques. La méthode testée pour cette étude met en avant des éléments supplémentaires, en particulier (1) les rives en pente abrupte, (2) des troncs, (3) des amas de blocs d'axe b < 50 cm ainsi que (4) les gros blocs qui auraient été omis lors du relevé effectué avec le dGPS. La méthode

préconisée par Nitsche *et al.* (2012) a quant à elle l'avantage de relever la présence (5) de blocs immergés ainsi que (6) de blocs constitutifs de berges en pente douce. Ces six points permettent d'évaluer s'il est pertinent d'utiliser la méthode par calcul de semi-variance.

Concernant les berges, les points (1) et (6) sont à prendre en compte. Avec la méthode par recensement des blocs d'axe  $b > 50$  cm, certains blocs constitutifs de rives en pente douce sont relevés, ce qui n'est pas le cas pour la méthode par traitement du MNT. Lorsque les conditions sont bonnes, cette dernière identifie par contre les zones de macrorugosité induites par les berges constituées de terre, d'amas de blocs  $< 50$  cm ou encore de gros blocs encastrés. Néanmoins, la méthode par calcul de la semi-variance ne peut mettre en avant la macrorugosité des berges que lorsqu'elles sont incluses dans la surface étudiée, ce qui dépend en grande partie des contraintes techniques rencontrées le long du cours d'eau lors de la prise d'images. Dans le cas présent, certaines berges ont été écartées de la zone d'étude mais d'autres ont pu être modélisées de manière précise et sont identifiées. En conséquence, il semble que les deux méthodes se complètent pour mettre en avant la macrorugosité due aux berges sur le tronçon étudié.

(3) La méthode par le calcul de la semi-variance identifie également des amas de blocs dont l'axe  $b$  est inférieur à 50 cm comme étant des zones à macrorugosité élevée. Cette spécificité est un avantage sur l'autre méthode utilisée puisque la concentration des éléments grossiers contribue à la contrainte de cisaillement critique (Yager *et al.*, 2007 ; Nitsche *et al.*, 2012) et constitue donc une partie de la macrorugosité du lit du cours d'eau qu'il convient de prendre en compte.

(2) La position des troncs présents sur le tronçon d'étude n'a pas été relevée avec le dGPS puisque ce point n'est pas mentionné dans la description de la méthode faite par Nitsche *et al.* (2012). Bien que peu de troncs jonchent la section étudiée, leur identification par la méthode par l'analyse du MNT avec le calcul de la semi-variance mérite d'être soulignée. L'influence de tels éléments a en effet été mise en avant par plusieurs auteurs (Curran et Whol, 2003 ; Ryan *et al.*, 2014) dont la méthode traite les troncs, racines et autres branches comme une forme distincte de macrorugosité à évaluer d'une façon différente de celle utilisée pour quantifier la proportion de blocs. Par le calcul de la semi-variance sur le MNT du cours d'eau, les troncs sont considérés comme des zones de macrorugosité placées sur une échelle quantitative, au même titre que les gros blocs ou les seuils émergents. Ceci permet de les joindre facilement aux autres éléments constituant la macrorugosité du lit.

(4) La méthode proposée par Nitsche *et al.* (2012) ne précise pas comment prendre en compte les blocs encastrés dans la berge. La plupart ont été relevés avec le dGPS mais certains ont été omis si l'on compare le résultat avec le calcul de semi-variance sur le MNT. Or ces blocs participent à la stabilité des berges et déterminent la taille et la stabilité des seuils (Chin, 2003), deux points ayant une influence sur la macrorugosité du lit d'un cours d'eau (Judd and Peterson, 1969 ; Wohl, 2000 ; Chin et Phillips, 2006).

(5) La méthode basée sur le MNT contenant les erreurs dues au niveau de l'eau ne permet pas de mettre en avant certains blocs immergés alors qu'ils ont pu être repérés avec la méthode préconisée par Nitsche *et al.* (2012). Cette différence n'a probablement que peu d'impact sur la quantification de la macrorugosité dans les zones concernées puisque les éléments immergés exercent un frottement moindre en comparaison de la puissance de l'écoulement (Chin 2003, Nitsche *et al.*, 2011).

Enfin on note également que la méthode par le calcul de semi-variance identifie les gros blocs en livrant des valeurs *sill* élevées ( $> 0.01$ ) distribuées en arc-de-cercle sur leur pourtour, et donc des valeurs *sill* faibles sur le dessus des gros blocs. La prise en compte de ces valeurs faibles dans le calcul de la moyenne et de la médiane des valeurs *sill* dans une section a une influence sur les résultats en



contrebalançant l'effet des valeurs élevées calculées autour des gros blocs puisque les valeurs sur le pourtour et sur le dessus des blocs diffèrent d'un à deux ordres de grandeur. Cette source d'erreur est une des conséquences des choix effectués lors de la définition des paramètres pour le calcul de la semi-variance. Les gros blocs n'en sont pas moins identifiés et leur empreinte verticale mesurée, un avantage sur la méthode de Nitsche *et al.* (2012) (qui utilise le diamètre moyen des blocs dont l'axe  $b$  est supérieur à 50 cm) si l'on se rappelle que la rugosité du lit est dépendante du niveau d'émersion des blocs qui s'y trouvent (Lee et Ferguson, 2002).

#### 4.2 Influence des variables sur la dispersion de pierres marquées

Les résultats obtenus mènent à la conclusion que les valeurs *sill* seules ne sont pas suffisantes pour prédire la dispersion de pierres marquées par RFID. Il semblerait que la mise en mouvement des éléments marqués dépende principalement de la pente de la section au point de départ, du débit de pointe de la crue ainsi que de la classe granulométrique. En ce qui concerne la pente, les résultats indiquent que la macrorugosité du lit a tendance à augmenter avec sa pente. Schneider *et al.* (2015) ont également démontré la corrélation entre la répartition granulométrique et la pente du lit. Ceci pourrait être dû au fait que la puissance de l'écoulement peut augmenter dans les sections à forte pente, ce qui permet le charriage d'éléments de granulométrie faible à moyenne lors des crues annuelles alors que les éléments grossiers sont déplacés plus rarement (1. Introduction). Ceci suggère que la macrorugosité du lit a un impact indirect sur la contrainte de cisaillement. Cette conclusion correspond à celles tirées dans le cadre d'autres études telle que celle de Lamarre et Roy (2008), qui ont démontré que la position de chaque élément influe, par la formation de turbulences et autres perturbations de l'écoulement, sur la sensibilité des éléments voisins à la contrainte de cisaillement, la mise en mouvement des pierres suivies par RFID est indirectement liée à la macrorugosité du lit. Quant au débit, il est étroitement lié à la puissance de l'écoulement  $\Omega$  (1. Introduction), bien que l'on constate que la corrélation entre le débit et la mise en mouvement des éléments marqués ne soit pas parfaite, puisque certaines pierres marquées restent immobiles alors que d'autres de même classe granulométrique voire de classe granulométrique supérieure sont emportées (3.2.1.). Ceci correspond aux conclusions tirées dans le cadre d'autres études telle que celle de Yager *et al.* (2012) qui ont mis en avant la variabilité spatiale de la mise en mouvement d'éléments du lit. Les crues observées dans le cadre de cette étude n'ont pas engendré de situation de mobilité égale. Ces résultats indiquent aussi que le débit critique pour une classe granulométrique n'est pas une limite fixe mais plutôt un intervalle dans lequel la mise en mouvement d'éléments de cette classe est possible, comme déjà relevé par Hegg et Rickenmann (1998). Les résultats obtenus concordent donc avec l'hypothèse selon laquelle la mise en mouvement par des débits faibles à moyens est principalement dépendante de la contrainte de cisaillement et de la puissance de l'écoulement au niveau local (1. Introduction). Quant à l'influence de la classe granulométrique, cette étude met en avant les limites qui lui sont connues : une crue capable de mettre en mouvement des éléments d'une classe granulométrique voit aussi certains éléments de cette même classe rester immobiles. On constate que la gamme des classes granulométriques mobilisées s'étoffe avec les débits (*fig. 14* et *fig. 15*). Ce constat est en accord avec d'autres observations similaires qui indiquent que le charriage n'évolue pas de manière continue avec la variation du débit (Rickenmann *et al.* 1998) et que la mise en mouvement des pierres dépend fortement de la contrainte de cisaillement locale, en particulier en situation de débits faibles à moyens (Recking, 2013). Le fait que la macrorugosité ne soit pas directement liée à la mise en mouvement des pierres marquées pourrait être dû aux effets contrastés des turbulences qu'elle engendre. Celles-ci sont autant des dissipateurs d'énergie qu'une source de mouvements verticaux pouvant encourager le déplacement d'éléments (1. Introduction).

Au sujet des distances de transport, l'analyse statistique indique que, parmi les variables prises en compte dans cette étude, seuls le débit et la pente les influencent. Le rôle des débits doit néanmoins être nuancé par le constat que les débits les plus élevés laissent tout de même des pierres immobiles. On observe simplement une gamme des distances de transport plus large avec l'augmentation du débit de pointe (*fig. 14*), avec une incertitude due au faible taux de récupération des pierres suivies après la dernière pointe de crue prise en considération pour cette étude ( $4.2 \text{ m}^3/\text{s}$  entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juin 2017). Ceci est en accord avec le constat précédent (pas de mobilité égale observée) ainsi qu'avec les conclusions auxquelles sont arrivés d'autres travaux de recherche, notamment celui réalisé par Schneider *et al.* (2014). Ceux-ci ont démontré que la distance de transport produite par un écoulement important dépasse celle d'évènements mineurs ou moyens cumulés, cette particularité étant due à la macrorugosité particulièrement marquée des cours d'eau de montagne (1. Introduction). La mesure de la macrorugosité proposée dans cette étude n'a pourtant pas été identifiée comme facteur influençant les distances de transport. L'analyse concernant les distances de transport participe par contre à renforcer le rôle de la pente dans la dispersion des pierres marquées. Le détail de la pente du parcours de chaque pierre suivie participe à démontrer que les faibles pentes (<5%) provoquent des déplacements restreints par la dissipation d'énergie qu'elles engendrent (3.2.2.).

En ce qui concerne les paramètres déterminant le dépôt des pierres marquées mobilisées au cours de la période d'étude, on constate ici aussi que la seule mesure de la macrorugosité par le calcul de la semi-variance sur le MNT du lit n'est pas suffisante. Un essai pour prendre en compte la rugosité globale du lit a été effectué en combinant les valeurs *sill* moyennes des sections avec leur pente puisque celle-ci est un facteur de dissipation de la puissance de l'écoulement (1. Introduction). Celui-ci montre qu'à macrorugosité moyenne semblable, deux sections peuvent avoir une rugosité globale différente selon leur pente. Il faut noter que le cas spécifique des sections contenant de nombreux seuils n'est pas identifié comme correspondant à des zones particulièrement rugueuses par cette méthode (3.1.2.). Ces sections à la pente supérieure à 5% et ayant une moyenne des valeurs *sill* inférieure à 0.001 sont identifiées comme zones à faible rugosité globale en situation d'étiage malgré la présence de gros blocs et de seuils qui sont reconnus pour leur effet dissipateur marqué, particulièrement en dehors des situations de crue (Rickenmann, 2001 ; Nitsche *et al.*, 2011). Ceci illustre les limites de la méthode combinant la mesure de la macrorugosité et la pente des sections du cours d'eau. Elle nécessite en effet une information supplémentaire pour aboutir à une description de la rugosité générale du lit en accord avec les observations faites sur le terrain. De plus il semble que la pente joue un rôle plus important que la macrorugosité du lit dans la mise en place de zones de dépôt. En effet, bien que toutes les sections ayant une macrorugosité et une pente faibles (respectivement < 0.001 et < 5%, voir *fig. 18*) contiennent des zones de dépôt, ce résultat doit être nuancé par le fait qu'aucune section ayant une pente en-dessous de ce seuil et une macrorugosité élevée (*sill* > 0.001) n'a été observée. Les sections sans zone de dépôt ont quant à elles été observées au-dessus d'une pente de 5% seulement, et ce, dans une large palette de valeurs *sill*. Il semblerait que la combinaison de ces deux paramètres ne soit à son tour pas suffisante pour prédire le dépôt de pierres des classes granulométriques observées. Il convient de rappeler ici que seuls 174 points de dépôt ont été relevés et donc qu'une majeure partie des mouvements produits par les crues étudiées sur les 700 m de la section n'ont pas été observés. Ainsi certaines sections considérées comme zones sans dépôt ici ne le sont peut-être pas.

## 5. Conclusions

### 5.1 Macrorugosité

La méthode de quantification de la macrorugosité du cours d'eau basée sur le calcul de la semi-variance du MNT livre des données satisfaisantes pour l'utilisation qu'il en est faite dans le cadre de cette étude. Trois inconvénients en comparaison de la méthode préconisée par Nitsche *et al.* (2012) utilisée parallèlement sont mis en avant. Néanmoins, seul l'un d'entre eux a une influence significative pour l'utilisation prévue ici. En effet, il semble que les faibles valeurs *sill* calculées sur les gros blocs induisent une erreur dans le calcul de la macrorugosité de la zone où il se situe, ce qui représente un inconvénient notable. Il n'est par contre pas nécessaire que les blocs immergés soient pris en compte, tout comme les gros blocs constitutifs des rives en pente douce, celles-ci ayant moins d'influence sur la macrorugosité du lit. Les rives à pente marquée et les gros blocs qui s'y trouvent sont par contre bien identifiés, ce qui est davantage significatif pour la quantification de la macrorugosité d'un tronçon. Cette particularité représente un avantage de la méthode par calcul de la semi-variance. Cette dernière met également en avant les troncs dispersés sur le lit ainsi que les amas de blocs dont l'axe *b* est inférieur à 50 cm, deux structures participant à la macrorugosité du lit. La méthode testée dans le cadre de cette étude a donc plusieurs avantages et permet de quantifier aussi bien l'emprise horizontale que l'emprise verticale des éléments de la macrorugosité d'un cours d'eau, mis à part la surface des plus gros blocs qui est identifiée par des arcs-de-cercle.

Les analyses statistiques effectuées à partir des données acquises à l'aide de cette méthode montrent quant à elles que la macrorugosité n'influence pas de manière directe la mise en mouvement ou la distance de transport des éléments marqués par RFID. Par contre le constat est fait que la pente est un facteur déterminant, aussi bien au niveau de la position de départ des pierres suivies que sur leur parcours. La comparaison des différentes données concernant les sections du tronçon étudié indique néanmoins que la macrorugosité est liée, dans une certaine mesure, à la pente du lit. La tendance consiste en une augmentation de la macrorugosité avec la pente, due probablement à la proportion d'éléments grossiers dans ces zones.

### 5.2 Dispersion des pierres marquées

Les variables influençant la dispersion des pierres sont principalement la pente au point de départ et le débit de pointe pour la mise en mouvement des éléments marqués. Pour les distances de transport, la pente sur le parcours des pierres transportées ainsi que les débits de pointe et la puissance de l'écoulement ont une influence significative. Pourtant ces résultats ne peuvent traduire de lien de cause à effet direct puisque seule une partie des éléments des classes granulométriques mobilisées sont effectivement transportés. Concernant les zones de dépôt, on observe qu'elles se forment systématiquement dans les sections dont la pente est inférieure à 5%. Pour les sections ayant une pente plus marquée, aucune des combinaisons de paramètres n'a pu déterminer quels étaient les facteurs déterminant la présence ou l'absence de dépôt. Ces résultats amènent à retenir l'hypothèse selon laquelle la macrorugosité ne détermine pas à elle seule la mise en mouvement et la répartition des éléments des quatre classes granulométriques observées. Ce constat est en accord avec l'état actuel de la recherche à ce sujet, qui indique que le début du charriage est étroitement lié aux conditions locales du lit du cours d'eau.

## 6. Perspectives

La flexibilité de la méthode quantifiant la macrorugosité du lit par un calcul de semi-variance sur le MNT la rend particulièrement intéressante. En effet, les paramètres peuvent être choisis en fonction de l'échelle d'étude prévue. Il serait d'ailleurs intéressant de faire le calcul à des échelles différentes et de comparer les valeurs obtenues avec les résultats de transport et de dépôt obtenus dans le cadre de cette étude.

Le constat est fait que les contraintes de la présente étude ont mené à l'apparition d'une erreur systématique dans l'identification des blocs dont l'emprise horizontale est supérieure à 1 m environ : les valeurs de *sill* identifient des arc-de-cercles et ne peuvent donc pas être prises directement pour calculer la proportion du lit qui est particulièrement rugueuse. Cette lacune pourrait probablement être comblée par un traitement spécifique des résultats qu'il reste à développer. On obtiendrait ainsi l'emprise verticale et horizontale de tous les éléments de macrorugosité identifiés.

Une fois la méthode affinée, de nombreuses études spatiales pourraient être menées sur la macrorugosité du lit des cours d'eau. En s'inspirant des résultats de Lamarre et Roy (2008) qui ont constaté que la distance de transport est relative à la distance entre les seuils et les mouilles à l'aval, une étude pourrait être réalisée pour prendre en considération la répartition spatiale des zones de macrorugosité dans l'analyse des zones de dépôt. Il pourrait également être intéressant d'adapter la mesure de la macrorugosité du lit à la hauteur d'eau pour quantifier la partie émergée des éléments de macrorugosité du lit dans différentes situations et étudier le phénomène de diminution de la dissipation d'énergie par la macrorugosité avec l'augmentation des débits décrit par Lee et Ferguson (2002).

Concernant le transport d'éléments marqués dans l'Avançon, les distances de transport mesurées pourraient être comparées à des résultats calculés à partir d'équations du charriage. Une comparaison des données présentées ici avec celles fournies par les géophones de la station de Pont-de-Nant durant la même période pourrait également être réalisée. La combinaison de ces informations permettrait probablement une quantification des volumes charriés par le cours d'eau.

## 7. Références

### 7.1 Bibliographie

- Bagnold, R.A. (1966). An approach to sediment transport problem from general physics, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 422-1, pp. 37, U.S. Government Printing Office, Washinton.
- Bathurst, J. C. (1993). Flow resistance through the channel network. In: Beven, K., Kirkby, M.J. (éds), *Channel Network Hydrology* (pp. 69-98). Chichester: Wiley.
- Bradley, D. N., Tucker, G. E. (2012) Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 1034-1045.
- Butler, J.B., Lane, S.N. and Chandler, J.H. 2001. Application of two-dimensional fractal analysis to the characterisation of gravel-bed river surface structure. *Mathematical Geology*, 33, 301-30.
- Chin, A. (1998). On Stability of Step-Pool Mountain Streams, *The Journal of Geology*, 106(1), 59-70. doi: 10.1086/516007
- Chin, A. (2003). The geomorphic significance of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 55, 125-137.
- Chin, A., Phillips, J.D. (2006). The self-organization of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 83, 346-358.
- Church, M. (1992). Channel morphology and typology. In: Calow, P., Petts, G.E. (éds), *The Rivers Handbook*, vol. 1 (pp. 126-143). Oxford: Blackwell.
- Curran, J. et Whol, E. (2003). Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. *Geomorphology*, 51, 141-157.
- Curran, J. Waters, L. (2014). The importance of bed sediment sand content for the structure of a static armor layer in a gravel bed river. *Journal of Geophysical Research*, 119, (7). doi: 10.1002/2014JF003143
- Haschenburger, J. K., Church, M. (1998). Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 791-808.
- Hegg, Ch., Rickenmann, D. (1998): Short-time relations between runoff and bed load transport in a steep mountain torrent. In W. Summer, E. Klaghofer, W. Zhang (eds), *Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes*, IAHS Publ., 249, 317-324.
- Judd, H. E. et Peterson, D. F. (1969). Hydraulics of large bed element channels. *Utah Water Research Laboratory Report*, PRWG 17-6, 85 p.
- Lamarre, H., MacVicar, B., Roy, A. G. (2005). Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. Research methods papers. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 736-741.
- Lamarre, H., Roy, A. G. (2008). The role of morphology on the displacement of particles in a step-pool river system. *Geomorphology*, 99, 270-279.
- Lane, S.N., Bakker, M., Balin, D., Lovis, B. & Regamey, B. (2014). *Climate and human forcing of Alpine river flow*. Lausanne: Institute of Earth Surface Dynamics, Université de Lausanne, Switzerland.
- Lee, A. J. et Ferguson, R.I. (2002). Velocity and flow resistance in step-pool streams. *Geomorphology* 46, 59-71.
- Leopold, L., Gordon Wolman, M. et Miller, J. (1964). *Fluvial Processes in Geomorphology*. Londres, Freeman, 522 p.
- Liébault, F., Bellot, H., Chapuis, M., Klotz, S., Deschâtre (2012). Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 385-399.

- Marcus, W. A., K. Roberts, L. Harvey, and G. Tackman (1992). An evaluation of methods for estimating Manning's  $n$  in small mountain streams, *Mountain Res. Dev.* 12(3), 227–239.
- Meier, S. (2009a). *Tagging pebbles with passive integrated transponders (PIT) based on radio frequency identification (RFID)* (avant-projet de mémoire, non publié). Ecole polytechnique fédérale de Zürich, Umweltingenieurwissenschaften, Zürich, Suisse.
- Meier, S. (2009b). *Particles transport during floods in a steep mountain stream* (mémoire, non publié). Ecole polytechnique fédérale de Zürich, Umweltingenieurwissenschaften, Zürich, Suisse.
- Montgomery, D. R. et Buffington, J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins, *Geological Society of America Bulletin*, 109, 596–611.
- Nitsche, M., D. Rickenmann, J. M. Turowski, A. Badoux, and J. W. Kirchner (2011), Evaluation of bedload transport predictions using flow resistance equations to account for macro-roughness in steep mountain streams, *Water Resources Research* 47, W08513.
- Nitsche, M., Rickenmann, D., Kirchner, J. W., & Badoux, A. (2012). Macroroughness and variations in reach-averaged flow resistance in steep mountain streams. *Water Resources Research*, 48, W12518, doi:10.1029/2012WR012091.
- Recking, A. (2013). An analysis of nonlinearity effects on bed load transport prediction, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 1264–1281, doi:10.1002/jgrf.20090.
- Rickenmann, D. (2001). Comparison of bed load transport in torrents and gravel bed streams, *Water Resources Research*, 37 (12), 3295-3305.
- Rickenmann, D. (2016). *Methods for the Quantitative Assessment of Channel Processes in Torrents (Steep Streams)*. IAHR Monographs, Leiden : CRC Press, 138 p.
- Rickenmann, D., D'Agostino, V., Dalla Fontana, G., Lenzi, M., Marchi, L. (1998). New results from sediment transport measurements in two Alpine torrents. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, 248, 283-289.
- Robert, A. et Richards, K. S. (1988). On the modelling of sand bedforms using the semivariogram. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 459-473.
- Ryan, S. E., Bishop, E. L., Daniels, J. M. (2014). Influence of large wood on channel morphology and sediment storage in headwater mountain streams, Fraser Experimental Forest, Colorado. *Geomorphology*, 217, 73-88.
- Schneider, J., Hegglin, R., Meier, S., Turowski, J.M., Nitsche, M., Rickenmann, D. (2010). Studying sediment transport in mountain rivers by mobile and stationary RFID antennas. In: Dittrich, Koll, Aberle et Geisenhainer, *River flow, 2010, Bundesamt für Wasserbau*.
- Schneider, J. M., Turowski, J. M., Rickenmann, D., Hegglin, R., Arrigo, S., Mao, L. and Kirchner, J. W. (2014), Scaling relationships between bed load volumes, transport distances, and stream power in steep mountain channels, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 533–549.
- Schneider, J. M., Rickenmann, D., Turowski, J. M. et Kirchner, J. W. (2015). Self-adjustment of stream bed roughness and flow velocity in a steep mountain channel, *Water Resources Research*, 51, 7838-7859, doi: 10.1002/2015WR016934.
- Wilcock, P. R. et McArdeil, B. W. (1997), Partial transport of a sand/gravel sediment, *Water Resources Research*, 33, 235-245, doi:10.1029/ 96WR02672.
- Wohl, E. (2000). Mountain rivers. *AGU Water Resources Monograph*, 14. Washington: American Geophysical Union, 320 p.
- Yager, E. M., Kirchner, J. W. & Dietrich, W. E. (2007). Calculating bed load transport in steep boulder bed channels, *Water Resources Research*, 43, W07418, doi:10.1029/2006WR005432.

Yager, E. M., W. E. Dietrich, J. W. Kirchner, and B. W. McArnell (2012), Patch dynamics and stability in steep, rough streams, *J. Geophys. Res.*, 117, F02010, doi:10.1029/2011JF002253.

Zimmermann, A. et Church, M. (2001). Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel. *Geomorphology*, 40, 311-327.

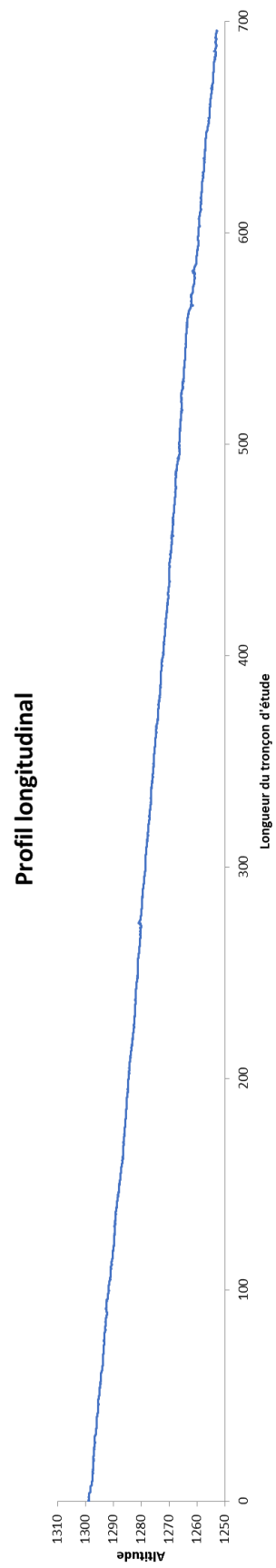
## 7.2 Ressources en ligne

Canton de Vaud, Département de la Sécurité et de l'Environnement, *Veille Hydrologique Vaudoise*. Annuaire des débits de l'Avançon de Bex à la station du Pont-Neuf, période de 1998 à 2014. Données disponibles sur le site internet [www.vhv.ch](http://www.vhv.ch).

Confédération suisse, Office fédéral de météorologie et de climatologie, *MétéoSuisse*. Repéré à <http://www.meteosuisse.admin.ch> (consulté le 13.05.2016).

## 8. Annexes

### 8.1 Annexe 1





## 8.2 Annexe 2

Les 34 sections du tronçon étudié, avec leurs caractéristiques et le nombre de points de dépôt relevés. Les sections dans lesquelles aucun point de dépôt n'a été observé sont surlignées. Les sections les plus étroites sont indiquées par du bleu dans la colonne « Forme ».

N° section	Moyenne des valeurs sill	Médiane des valeurs sill	Pente [%]	Longueur	Altitude moyenne	Largeur maximale	Largeur médiane	Forme	Axe principal de l'écoulement	Nbr total de points de dépôt
1	0.0020	0.0007	7.90	21.52	1297.811	9.84	5.91	Passage très étroit à l'amont puis élargissement	Dévié vers la gauche. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	26
2	0.0013	0.0005	7.19	19.9	1296.325	6.1	3.95	Rétrécissement à l'aval	Dévié vers la droite	15
3	0.0019	0.0006	8.62	20.07	1294.94	5.96	3.15	Elargissement à l'amont et rétrécissement à l'aval	Linéaire	8
4	0.0018	0.0005	5.63	20.08	1293.504	6.22	3.3	Elargissement à l'amont et rétrécissement à l'aval	Dévié vers la gauche	13
5	0.0023	0.0006	7.70	20	1292.108	9.7	6	Rétrécissement à l'amont puis élargissement important	Linéaire avec séparation en deux chenaux même à l'étiage	6
6	0.0041	0.0009	7.66	19.84	1290.645	11.08	4	Large à l'amont et rétrécissement à l'aval	Les deux chenaux se rejoignent	6
7	0.0012	0.0005	7.33	19.91	1289.126	6.4	4	Large à l'amont et à l'aval avec rétrécissement au centre	Linéaire	8
8	0.0036	0.0009	8.14	20.14	1287.449	6.76	3	Etroite et rectiligne	Dévié vers la droite	2
9	0.0034	0.0006	5.73	20.23	1286.223	8.1	5	Elargissement	Linéaire	4
10	0.0020	0.0005	6.89	20.03	1285.001	11.68	4.5	Large à l'amont et à l'aval avec rétrécissement au centre	Linéaire	1
11	0.0035	0.0010	8.96	19.98	1283.668	8	3.5	Large à l'amont et rétrécissement à l'aval	Linéaire	0
12	0.0016	0.0007	5.20	20.01	1282.337	8.5	4	Elargissement	Linéaire	4
13	0.0021	0.0007	5.25	19.81	1281.261	9.1	4.5	Rétrécissement	Linéaire. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	2
14	0.0015	0.0004	4.10	20.02	1280.197	10.6	4.5	Etroite sauf en cas de crue importante.	Linéaire. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	3
15	0.0015	0.0005	5.64	20.75	1279.002	10	5	Large, et encore davantage au centre.	Linéaire	11
16	0.0037	0.0009	7.78	19.93	1277.658	7.6	4.6	Rétrécissement à l'amont, élargissement à l'aval	Linéaire	3
17	0.0010	0.0004	5.58	15.24	1276.494	10.57	5.7	Large, avec élargissement à l'aval	Linéaire	9
18	0.0010	0.0004	6.18	20.39	1275.484	12	5	Large, avec rétrécissement à l'aval	Dévié vers la gauche	0
19	0.0012	0.0005	7.01	19.69	1274.286	14.4	4.66	Elargissement vers l'aval	Dévié vers la droite	5
20	0.0025	0.0007	6.23	21.98	1273.018	15.5	8	Large et rectiligne	Dévié vers la gauche	10
21	0.0014	0.0005	6.67	21.29	1271.361	10.3	7	Large, avec rétrécissement à l'aval	Dévié vers la droite	1
22	0.0011	0.0004	4.28	21.52	1270.135	13.15	7.5	Passage très étroit à l'amont puis élargissement	Linéaire. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	5
23	0.0019	0.0006	6.54	20.33	1269.189	15.2	5.3	Large, avec rétrécissement à l'aval	Dévié vers la droite. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	0
24	0.0011	0.0004	4.55	19.34	1268.023	9.4	4	Etroite, avec élargissement à l'aval	Les deux chenaux se rejoignent, puis dévié sur la droite	3
25	0.0014	0.0005	6.91	21.27	1266.641	6.9	4.5	Rétrécissement à l'amont, élargissement à l'aval	Linéaire	5
26	0.0013	0.0003	4.97	20.93	1265.669	9.3	6	Large, avec rétrécissement à l'aval	Linéaire	5
27	0.0014	0.0005	4.04	21.29	1264.529	14.5	5.5	Elargissement	Linéaire	6
28	0.0025	0.0008	9.50	19.26	1263.088	14.5	4.2	Etroite. En coude.	Dévié vers la gauche	0
29	0.0051	0.0013	11.06	20.07	1261.057	10.4	3.7	Passage très étroit à l'amont puis élargissement	Linéaire	1
30	0.0027	0.0007	6.18	20.87	1259.6	9.84	6	Large et rectiligne	Linéaire	6
31	0.0017	0.0006	5.65	20.35	1258.361	13.38	6	Large et rectiligne	Linéaire. Séparation en deux chenaux avec pointe de crue de 4.2m3/s observée	2
32	0.0016	0.0006	8.28	20.29	1257.034	12	3.5	Large, avec rétrécissement à l'aval	Les deux chenaux se rejoignent.	2
33	0.0027	0.0009	7.75	20.25	1255.565	14	4.5	Large et rectiligne	Linéaire	1
34	0.0034	0.0010	5.33	24.00	1253.82	13	3	Rétrécissement marqué	Linéaire	0

### 8.3 Annexe 3

Données concernant le parcours des pierres mises en mouvement et dont la distance de transport a pu être mesurée. Des mouvements n'ont été constatés que pour les 4 événements représentés dans ce tableau. La longueur et donc la pente du parcours sont mesurées le long du thalweg défini pour cette étude. Les sections ayant une pente <5% sont surlignées.

	RFID	Longueur	Pente parcours [%]
05.05.2017 - 17.05.2017	1788	25.2	5.9
	1766	57.3	6.6
	1742	90.1	6.4
	1743	13.9	5.2
	1721	21.4	6.0
	1741	12.5	4.7
	1757	34.1	5.7
	1723	22.3	8.4
	1739	9.7	6.6
	1732	18.7	6.3
17.05.2017 – 22.05.2017	1760	507.4	6.1
	1744	13.1	4.0
	1795	185.4	6.6
	1743	287.8	6.3
	1721	507.8	6.0
	1788	225.0	6.6
	1757	528.6	6.0
	1766	23.2	6.1
	1742	179.1	6.4
	999	5.6	10.5
	1735	6.9	1.7
1722	78.7	5.1	
22.05.2017 – 01.06.2017	1786	15.1	5.1
	1769	5.4	7.7
	1784	56.6	6.8
	1788	30.3	4.0
01.06.2017 – 08.06.2017	1767	397.9	6.2
	1715	4.5	2.1
	1754	160.9	6.8
	1780	621.2	6.1
	1781	84.0	5.9
	1801	41.1	6.0
	1700	52.1	6.9
	1786	156.5	6.8
	1807	8.9	5.7
	1729	300.0	6.3
	1735	82.3	5.8