

# Quantification de l'influence de l'hydraulique sur la variabilité spatiale du flux sédimentaire dans une rivière alpine en tresses à partir de l'approche morphologique (Buëch, SE France)

## Quantifying hydraulic influence on sediment transport variability in an alpine braided river using the morphological approach

**Auteur correspondant :** Jonathan COUTAZ, Université Aix Marseille, CEREGE UMR 7330, Technopole de l'Arbois méditerranée 13454 Aix-en-Provence, coutaz@cerège.fr

**Auteurs de la communication :** Michal TAL, Université Aix Marseille, CEREGE UMR 7330, Aix-en-Provence, France

### 1. Contexte

L'évolution morphologique du lit d'une rivière est le reflet de trois processus fondamentaux du transport sédimentaire : l'érosion, le dépôt et le transfert de sédiments [1]. Ces processus sont intimement liés aux interactions entre l'écoulement et la morphologie du lit [2]. La caractérisation de ces interactions représente un challenge considérable au sein des rivières en tresse du fait de la forte variabilité spatiale combinée de la morphologie et des flux hydro-sédimentaires. La « méthode morphologique », qualifiée de méthode inverse de l'étude de la dynamique sédimentaire, consiste à estimer le flux sédimentaire à partir d'une analyse de l'évolution morphologique du lit [3][1]. Cette approche est basée sur des données issues de méthodes de télédétection (Lidar, photogrammétrie) qui nous permettent d'étudier la variabilité de la dynamique sédimentaire sur l'ensemble du lit. Cependant, cette méthode nécessite la connaissance du volume de sédiments transporté rentrant ou sortant en un point du linéaire. La difficulté de mesurer, ou d'estimer, ce volume d'une manière précise [1] constitue un des obstacles majeurs à l'application de cette méthode, car la précision de l'estimation de ce volume conditionne la qualité des résultats obtenus [4]. Dans cette étude, nous appliquons la méthode morphologique sur un tronçon de 7 km du Buëch aval (Alpes de Hautes Provence) afin d'étudier l'évolution spatiale du flux sédimentaire dans un système en tresse. La présence d'un piège à graviers à l'aval du tronçon d'étude représente une opportunité unique de coupler la méthode inverse à une mesure robuste de flux transporté, ce qui permet une diminution drastique des incertitudes liées à son application. Nous focalisons ici sur l'analyse du contrôle de la géométrie de l'écoulement sur la corrélation entre le flux de sédiments adimensionnels ( $q_b^*$ ) et la puissance hydraulique adimensionnelle de pointe ( $\omega^*$ ).

### 2. Données et méthodes.

Nous avons analysé 5 MNS à partir de données Lidar et de photogrammétrie haute résolution (avec correction bathymétrique [7]) acquis entre janvier 2016 et juin 2019. Les volumes de sédiments transportés liés à l'évolution morphologique observée entre chaque MNS sont obtenus à partir de levés topographiques dans l'emprise du piège à graviers. Les étapes pour obtenir les flux sédimentaires consistent en :

1. Une analyse différentielle des MNS (DoD) obtenus avec le logiciel Geomorphic Change Detection (GCD) [8]
2. Une estimation de la distance de transport moyenne (step length) des particules [1][3][9] afin de déterminer la taille minimale des sous-tronçons d'analyse nécessaire à la propagation du budget sédimentaire par la méthode morphologique [1]
3. Une caractérisation de la surface maximale immergée et de l'hydraulique en crue à partir d'un modèle hydraulique 2D (Iber [10]) afin de caractériser la largeur mouillée, la profondeur moyenne et  $\omega^*$  et pour réduire des incertitudes liées au calcul du DoD [4]
4. Un calcul du volume de sédiments par propagation du calcul du budget sédimentaire depuis l'aval à partir des volumes mesurés dans le piège à graviers et l'estimation du volume net de changement obtenu par analyses différentielles

### 3. Résultats

La figure 1a présente l'évolution spatiale longitudinale du volume de sédiments transporté pour les quatre périodes d'étude. Une diminution de volume de l'amont vers l'aval signifie du dépôt de sédiments, une augmentation de volume vers l'aval de l'érosion, et un volume constant une zone de transfert (équilibre entre apport et export de sédiments). On observe une évolution complexe du volume de sédiments transporté qui s'exprime par une succession de zone en dépôt et en érosion. Dans le cas des périodes de fourniture sédimentaire amont forte (T1 et T3) cette évolution spatiale des volumes transportés n'est plus observable. Cette différence peut être expliquée par la puissance de l'écoulement en crue qui permet la mobilisation d'une grande quantité de matériaux transportés (Q5 pour T1) ou par une variation dans la granulométrie des sédiments transportés (T3). La figure 1 b. présente la corrélation entre  $q_b^*$  et  $\omega^*$  pour nos

périodes d'étude et des données issues de la littérature [5][6] et montre une forte corrélation entre ces deux valeurs. De plus, les périodes d'étude sont associées à deux tendances linéaires de pente distincte. Une analyse de l'évolution spatiale de la géométrie de l'écoulement nous a permis de constater que ces tendances distinctes sont associées à deux zones de géométrie d'écoulement différentes : une première associée à une divergence latérale de l'écoulement sur la bande active, une seconde à une convergence latérale de l'écoulement. Pour chacune des deux zones, on observe que les relations entre  $q_b^*$  et  $\omega^*$  converge vers une valeur seuil de  $\omega^*$  à 0.06 (période T2, T4 et littérature). Les périodes de forte fourniture sédimentaire amont (T1 et T3) ne convergent pas vers des valeurs similaires. Cette différence pourrait s'expliquer par la dynamique générale en dépôt des sédiments transportés depuis l'amont, de ce fait la dynamique spatiale des volumes de sédiments transportés est plus représentative de l'accommodation du lit à un apport massif de sédiment plutôt que de la mobilité des sédiments du lit en réponse à l'hydrologie. Nous avons estimé le débit critique de mise en mouvement des sédiments du lit sur le tronçon d'étude à  $45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  en couplant une analyse de l'évolution de la largeur de l'écoulement avec les débits, ce qui est consistant avec les estimations précédemment effectuées dans le Buech.

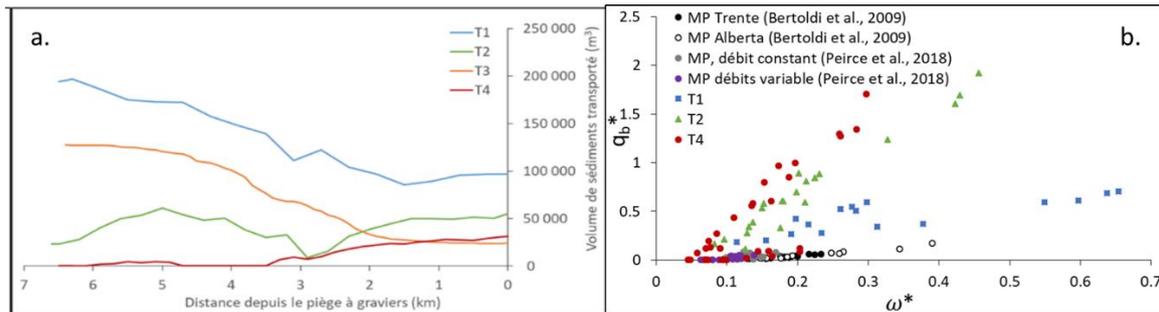


Figure 1: a. Évolution longitudinale du volume de sédiments transporté dans le lit du Buech Buëch estimé à partir de l'application de la méthode morphologique b.  $q_b^*$  en fonction de  $\omega^*$  pour les périodes T1, T2 et T4 et des données issues d'étude en canal [5][12]

## 4. Discussion

Cette étude souligne le potentiel de l'étude de la mobilité des sédiments d'un lit en tresse à partir de l'analyse de l'évolution morphologique du lit. La dynamique spatiale du transport sédimentaire pour les différentes périodes d'étude indique la persistance, dans l'espace et dans le temps, de tronçons présentant un comportement similaire. Nos analyses soulignent également l'influence de l'apport amont de sédiments dans la dynamique globale du transport sur le tronçon d'étude. Cette étude a permis à la fois de valider sur le terrain la corrélation précédemment établie entre  $q_b^*$  et  $\omega^*$  [5][6], et de mettre en valeur une influence de la morphologie de la bande active du à son influence sur la géométrie de l'écoulement. Enfin, la convergence des relations établies vers un seuil de  $\omega^*$  unique entre les études en canal et l'étude de terrain réalisé semble indiquer que ce seuil est une propriété fondamentale des systèmes tressés. Ce résultat nécessiterait une vérification sur d'autres sites d'étude pour être confirmé.

## REFERENCES

- [1] Vericat, D., Wheaton, J.M., Brasington, J., 2017. Revisiting the Morphological Approach: Opportunities and Challenges with Repeat High-Resolution Topography, Gravel-Bed Rivers, pp. 121–158.
- [2] Ashmore, P.E., 1991. How do gravel-bed rivers braid? Can. J. Earth Sci. 28, 326–341.
- [3] Ashmore, P.E., Church, M., 1998. Sediment transport and river morphology: a paradigm for study. Gravel-bed Rivers in the Environment 115–148.
- [4] Anderson, S.W., 2019. Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding. Earth Surface Processes and Landforms 44, 1015–1033.
- [5] Peirce, S., Ashmore, P., Leduc, P., 2018. The variability in the morphological active width: Results from physical models of gravel-bed braided rivers. Earth Surface Processes and Landforms 43, 2371–2383
- [6] Bertoldi, W., Ashmore, P., Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. Geomorphology 103, 330–340.
- [7] Coutaz, J. Ville, F. Tal, M., 2017. Méthodologie d'obtention de MNS topo-bathymétrique à partir de photogrammétrie, poster, TSMR 2017, 8-9 novembre 2017, Villeurbanne
- [8] Wheaton, J. M., 2014, Geomorphic Change Detection Software. Available online at: [gcd.joewheaton.org](http://gcd.joewheaton.org) (Accessed 06.05.2020).
- [9] Redolfi, M., 2014. Sediment transport and morphology of braided rivers: steady and unsteady regime. PhD thesis, University of Trento, p 28-30.
- [10] Bladé, E., Gómez-Valentín, M., Dolz, J., Piazzese, J., Oñate, E., Corestein, G., Sánchez-Juny, M., 2008. Hydrodynamic modelling and risk analysis in RAMFLOOD project. Flood RISK 2008, The European Conference on Flood Risk Management. Oxford, UK. Available online at: [iberaula.es](http://iberaula.es) (Access 19.08.2020)