

Analyse de la relation concentration vs débit d'eau : méthodologie

Alain CRAVE¹

¹ UMR6118 Géosciences Rennes CNRS/Université de Rennes 1 – e-mail: alain.crave@univ-rennes1.fr

RÉSUMÉ. – La corrélation empirique entre la concentration en matière en suspension, C , et le débit d'eau, Q , est souvent utilisée pour pallier le manque de données in-situ. Cette approche nécessite cependant une base de données conséquente et une méthodologie d'analyse appropriée. Bien souvent, la dispersion des points sur les graphiques est importante et, de ce fait, le calage des paramètres des modèles de régression imprécis. Afin de diminuer la dispersion des nuages de points, il est fondamental de respecter au mieux la relation supposée causale entre C et Q . Ceci nécessite de connaître l'hydrologie du bassin versant étudié et d'identifier les parts respectives de Q qui a priori engendrent ou non de l'érosion, notamment la prise en compte ou non des débits issus du sous-sol. Une fois cette phase de l'analyse faite, l'approche empirique prend son sens et se focalise sur les débits impliqués dans l'érosion sur le bassin versant. Il est dès lors possible d'appliquer des formalismes simples pour modéliser des fonctions de transfert au sein du réseau hydrographique et de définir : les seuils de mobilité des sources de sédiments, les déphasages temporels entre les réponses des différentes sources, la dynamique des stocks de sédiment disponibles et la fonction de mélange qui en résulte. Si cette approche s'écarte de l'approche purement empirique, elle permet néanmoins de poser des hypothèses explicatives pour mieux comprendre les données (C , Q).

Mots-clés : matière en suspension, concentration, rivière, hystérésis.

Analysis of suspended particle matter concentration rating curves: methodology

ABSTRACT. – Rating curve technique between suspended particle matter concentration C and water discharge Q is often used to estimate sediment concentrations and fluxes when in-situ measurements are lacking. This requires significant datasets with appropriate fitting procedures. However, a large dispersion of plotted data induces large uncertainties in the determination of the rating model parameters. In addition to errors from measurement sources and non-univocal trends, a large part of the dispersion of the plots results from a non respect of the underlying hypothesis of causality between C and Q . A correct rating curve methodology should consider only the part of Q that leads to erosion. First, this requires the definition of the source, and the magnitude, of discharge that will generate erosion, and second, the implementation of a mixing model to fix the dilution rate at a specific location in the channel network. Both conditions require a good knowledge of the hydrological context of the studied watershed. Once these steps have been carried out, the fitting procedure can be applied and should be performed carefully, with the identification of the likely threshold of discharge between the erosion processes. This methodology should be applied at least to improve our knowledge of the physical significance of the rating parameters.

Key-words: SPM concentration, rating curve, hysteresis

I. INTRODUCTION

La quantification des flux de sédiments dans les cours d'eau nécessite des résolutions spatiale et temporelle des mesures de concentration (C) en matières en suspension (MES) bien souvent hors de portée des services d'observation [Bunte et Mc Donald, 1999 ; Moatar et al., 2008, 2009]. C'est pourquoi de nombreuses études ont cherché à modéliser de manière empirique les concentrations à l'aide de variables de substitution plus simples à suivre sur le terrain et dont la quantification est, de fait, plus précise et de meilleure résolution. A noter que les approches empiriques de ce type correspondent implicitement à des hypothèses de causalité entre la concentration et les variables de substitution. Hypothèses bien plus fortes que l'utilisation de simples relations de corrélation obtenues par une analyse de données.

L'une des relations les plus recherchées est celle entre C et le débit d'eau (Q), en un point donné du cours d'eau suivant la forme générique :

$$C(t) = aQ(t)^b \quad (1)$$

(1) correspond à l'hypothèse de Q comme variable causale dominante dans la valeur de C . L'influence des autres caractéristiques du bassin versant sur la concentration est exprimée dans les paramètres a et b . Un premier enjeu est ici, d'une part, de connaître le niveau de variabilité de a et b dans le temps et l'espace, afin de définir le potentiel de transposabilité de cette relation à d'autres points de mesure de Q ou dans les périodes futures ; et d'autre part, d'interpréter les valeurs de a et b en termes de variables physiques de contrôle.

Les jeux de données de la littérature montrent souvent que (1) décrit les tendances des nuages de points C vs Q au premier ordre. Mais dans la grande majorité des cas, a et b sont déterminés avec une incertitude importante due à une grande dispersion des points ou une mauvaise lecture des données graphiques. Incertitude qui est souvent négligée dans l'interprétation des courbes de régression des nuages de points et les calculs de flux de sédiment qui en découlent.

La dispersion des données peut être induite en partie par les trajectoires temporelles des couples (C, Q) au cours d'un évènement de crue ou d'un cycle hydrologique. Devant la variété des trajectoires possibles, certains auteurs proposent des typologies de relations empiriques C vs Q avec une interprétation qualitative simple, voire simpliste, en termes de dynamiques des sources de sédiments selon chaque type de courbes [Williams 1989]. Cependant, cette approche typologique en classe de trajectoires peut être remise en question ou discutée car elle suppose implicitement l'existence de seuils de comportements dynamiques entre les différents types de relation C vs Q . Hypothèse qui n'a pour l'instant jamais été démontrée.

Dans la suite de l'article, une méthode d'analyse des données (C, Q) est proposée pour aboutir à une meilleure compréhension de l'origine de la dispersion de données, mieux respecter l'hypothèse de causalité entre C et Q et diminuer l'incertitude sur les valeurs de a et b .

II. FRÉQUENCES DES MESURES ET ÉCHELLES D'ANALYSE

Les jeux de données (C, Q) des services d'observation sont issus de méthodes de mesures (aliquotes ou turbidité pour la plupart) avec des fréquences différentes selon les moyens logistiques disponibles. Il en résulte des jeux de données avec des résolutions temporelles variées, allant de plusieurs semaines pour les suivis minimaux, à quelques minutes pour les stations équipées de turbidimètres ou de préleveurs automatiques.

Si l'on suit l'hypothèse de causalité entre C et Q , la fréquence de mesure de C devrait correspondre à l'échelle temporelle pertinente pour suivre les variations de Q et par là même aux conditions hydrologiques contrôlant les processus d'érosion et de transport. Selon les contextes (taille du bassin versant, climat, topographie), les variations hydrologiques importantes présentent des échelles très variées. Elles peuvent être à l'échelle annuelle, comme la mousson en Asie [Andermann et al., 2012] ou les flux d'eau dans la plaine amazonienne [Guyot et al., 2005 ; Naziano et Guyot, 2009] ; ou à l'échelle d'une crue comme dans le cas de figure de bassins versants où le bilan annuel sédimentaire est transporté pendant quelques crues. Un suivi correct de C nécessite une fréquence de mesure supérieure d'au moins un facteur 10 à la fréquence des variations temporelles hydrologiques pertinente. A savoir horaire si les évènements de crue sont de l'ordre de la journée, ou journalière si le temps caractéristique des crues est hebdomadaire.

III. PRISE EN COMPTE DES RUPTURES DE TENDANCE

Mis à part quelques études [Laguionie, 2007 ; Meybeck et Moatar, 2012], les jeux de données (C, Q) présentent souvent des changements de tendances en fonction de Q qui sont négligés dans les analyses. Ces différences de tendance sont généralement marquées de part et d'autre d'un débit seuil, Q_s . La valeur de Q_s peut être statistiquement significative et interprétée comme un débit seuil de changement du processus de transport dominant qui contrôle la concentration et la nature des matières en suspension dans le cours d'eau. Par exemple, un suivi de C dans la Vilaine au niveau de Rennes a révélé l'existence d'un tel seuil au tour

de 9 m³/s [Laguionie, 2007]. Ce dernier étant associé à une modification de la nature des MES. En-deçà du seuil, les MES sont en grande majorité composées de squelettes siliceux de diatomées avec un D_{50} de 7 µm. Au-delà du seuil, les MES sont composées en majorité de limons siliceux avec un D_{50} de 8 µm. Ceci démontre l'existence de deux sources de MES. L'une biogène et localisée dans le chenal de la Vilaine, l'autre terrigène et potentiellement localisée dans le chenal et sur l'ensemble du bassin versant de la Vilaine.

La prise en compte des seuils potentiels de Q dans l'analyse des données (C, Q) est donc importante si l'on veut respecter l'hypothèse de causalité entre les sources de sédiments et les débits d'eau. Il faut ainsi dissocier les domaines de Q de part et d'autre des Q_s identifiés et effectuer des analyses des tendances C vs Q distinctes pour chaque domaine.

IV. ANALYSE DES TRAJECTOIRES TEMPORELLES

De nombreux jeux de données (C, Q) présentent une dispersion des points importante qui peuvent néanmoins présenter une structure type, si l'on tient compte de l'évolution temporelle des couples (C, Q) . Ceci, que ce soit à l'échelle d'un évènement de crue ou d'un cycle hydrologique annuel. Comprendre les facteurs de contrôle de ces trajectoires temporelles est fondamental si l'on veut établir une grille de lecture des données (C, Q) . Plusieurs types de trajectoires sont généralement évoqués dans la littérature : relation univoque, hystérésis horaire, hystérésis antihoraire, et toutes autres tendances plus complexes [Williams, 1989]. Suite à cette classification, plusieurs niveaux d'analyse et d'hypothèses sur les sources d'eau et de sédiments sont proposés pour interpréter ces trajectoires. Dans la grande majorité des études, les hypothèses se focalisent principalement sur le stock de sédiment disponible en termes de quantité et de phasage par rapport aux variations de débit d'eau [Williams, 1989 ; Asselman, 2000 ; Picouet et al., 2001 ; Seeger et al., 2004 ; Vongvixay et al., 2010]. Les études qui traduisent ces hypothèses en un formalisme analytique [Picouet et al., 2001 ; Vongvixay et al., 2010] suivent une relation de type :

$$C(t) = \sum_{i=1}^n (a_i Q^{b_i}(t) * Stock(t)_i) \quad (2)$$

où i l'indice d'une source sédimentaire i parmi n , et $Stock(t)_i$ une fonction de vidange et de recharge dans le temps, t , de cette source i .

Si cette approche peut correspondre à certains cas de figure, elle écarte d'office d'autres processus qui peuvent influencer sur les valeurs de concentration en MES. Notamment la part des flux d'eau qui n'engendre pas ou peu de transport de sédiment, mais qui est implicitement comprise dans les valeurs brutes de Q utilisées dans les analyses. Plusieurs études ont pu démontrer une diminution notable des hystérésis, si l'on ne prenait en compte que la part de Q impliquée, a priori, dans les processus d'érosion. Ou, autrement dit, il faut soustraire à Q la part du flux d'eau qui ne cause pas d'érosion et de concentration faible, voire nulle. Dans ce cas de figure, la dispersion des données est induite par une dilution de la concentration amont et non pas une variation des stocks des sources de sédiments. A noter que l'on observera une hystérésis si les parts respectives du débit, qui engendrent de l'érosion ou de la dilution, fonctionnent de manière déphasée.

Un premier mécanisme de dilution correspond aux processus de mélanges engendrés par les apports d'eau de chaque

cours d'eau de concentrations différentes au sein d'un réseau hydrographique. L'évolution temporelle de $C(t)$ en un point du réseau qui en résulte peut être modélisée via un formalisme similaire à (2) :

$$C(t) = \sum_{i=1}^n Q_i C_i(t) / \sum_{k=1}^m Q_k(t) \quad (3)$$

où i l'indice des cours d'eau avec un Stock non nul, k l'indice de chaque cours d'eau du réseau hydrographique à l'amont du point de mesure, et $C_i(t)$ la concentration d'un cours d'eau i qui peut être calculée à l'aide de (2). La résolution de (3) nécessite de connaître ou de modéliser les fonctions de transfert des flux d'eau et les fonctions de mélange au sein du réseau hydrographique. Un bel exemple d'hystérésis de la relation C vs Q induit par le mélange de deux masses d'eau au sein d'un réseau hydrographique est le signal de concentration en MES à Obidos (Brésil) dans le bassin amazonien où les eaux du Rio Negro, très peu chargée en MES, diluent la forte concentration provenant des rios Solimões et Madeira [Guyot et al., 2005 ; Filizola et Guyot, 2009].

Un deuxième mécanisme de dilution souvent ignoré dans l'analyse des données (C, Q) correspond aux apports des nappes d'eau souterraines à la rivière. Apports qui n'en constituent pas moins une des sources les plus importantes sur un bassin versant, avec une dynamique déphasée par rapport au débit d'eau engendrée par le ruissellement de surface. Cette quantité d'eau ne participe pas à l'érosion des versants lors des événements de pluie mais peut néanmoins favoriser l'érosion dans le chenal principal. Si l'on considère en première approximation que l'essentiel des MES proviennent des versants, il est très important d'évaluer et de soustraire la part du débit de base provenant de la nappe dans l'analyse de la dynamique des concentrations d'un cours d'eau. Plusieurs techniques peuvent être mise en œuvre pour estimer la part du débit de base à partir d'une chronique de flux d'eau [Brodie and Hostetler, 2005]. Ces techniques requièrent des connaissances sur l'hydrologie des bassins étudiés plus ou moins approfondies et généralement un modèle de vidange de la nappe. Une fois le débit de base soustrait au débit total, l'analyse des couples (C, Q_d), avec Q_d le débit résultant, montre bien souvent une réduction sensible des hystérésis, notamment si l'analyse est effectuée à l'échelle annuelle [Andermann et al, 2012 ; Tolorza et al., 2014]. Une fois ce biais éliminé, il est possible de continuer l'analyse de la relation C vs Q_d via des formalismes comme (2) et (3).

Conclusion, que ce soit pour l'estimation de la dynamique des stocks des différentes sources de sédiment ou des débits qui ne participent pas à l'essentiel de l'érosion au sein d'un bassin versant, il est nécessaire de comprendre et de modéliser un minimum l'hydrologie du bassin. Cette phase d'analyse permet de mieux interpréter l'origine de la dispersion des données (C, Q) et par là même une meilleure définition des paramètres a et b .

V. CONCLUSION

L'analyse du signal de concentration en fonction des débits correspond implicitement à l'hypothèse que les débits d'eau pris en compte sont ceux mis en jeu dans les processus d'érosion dans les différents compartiments d'un bassin versant. Il est donc nécessaire de bien filtrer du débit total mesuré, le débit d'eau qui ne participe pas aux processus d'érosion

sur la base d'une compréhension de l'hydrologie propre au bassin versant étudié. Par exemple, dans les cas de figure où l'essentiel des flux de sédiments pendant les événements pluvieux provient des versants, il est nécessaire de ne pas prendre en compte le débit de base provenant de la nappe. Ce n'est qu'après ce travail de sélection des débits que l'on peut répondre à l'hypothèse de causalité entre C et Q .

Une fois ce travail réalisé, il est dès lors envisageable d'analyser le signal de concentration suivant des modèles plus ou moins complexes tels que ceux correspondants aux formalismes (1), (2) et (3). L'objectif étant de définir le nombre de sources de sédiments qui répondent aux conditions hydrologiques variées sur le bassin versant selon leurs caractéristiques de mobilité et de stock en fonction du débit. Ce qui nécessite également une détermination des fonctions de transfert au sein du réseau hydrographique, pour définir les déphasages temporels entre les réponses des différentes sources et la fonction de mélange qui en résulte.

Une analyse détaillée de la relation $C(Q(t))$ passe donc par un minimum de modélisation de l'hydrologie du bassin versant étudié. Sans cette approche, l'incertitude sur les paramètres de la relation obtenue de manière empirique peut être trop importante pour pouvoir transposer ces valeurs dans le temps ou l'espace et aboutir, à terme, à une compréhension de la signification physique des paramètres. Cette approche s'écarte de l'approche empirique pure mais elle respecte l'hypothèse de causalité entre la concentration et le débit d'eau posée implicitement dans l'analyse des données (C, Q).

VI. RÉFÉRENCES

- ANDERMANN, C., A. CRAVE, R. GLOAGUEN, P. DAVY, AND S. BONNET. (2012) – Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **351**–**352**, 158–170, doi:10.1016/j.epsl.2012.06.059.
- ASSELMAN N E M (2000) – Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, **234**, 228-248.
- BRODIE, R. S. & HOSTETLER, S. (2005) – *A Review of Techniques for Analysing Baseflow from Stream Hydrographs*. B. o. R. Sciences, Canberra.
- BUNTE K., MACDONALD L. (1999) – Scale consideration and the detectability of sedimentary cumulative watershed effects. *Technical Bulletin National council and stream improvement*, **776**, 328.
- ECKHARDT, K. (2005) – How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, **19**, 507-515, doi:10.1002/hyp.5675.
- FILIZOLA, N., AND GUYOT, J. L. (2009) – Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian National data set. *Hydrological Processes*, **23(22)**, 3207-3215.
- GUYOT, J. L., FILIZOLA, N. AND LARAQUE, A. (2005) – Régime et bilan du flux sédimentaire de l'amazone à Obidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. *Sediments Budgets 1. IAHS Publ.*, **291**, 347.
- LAGUIONIE P. (2007) – Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière. Application au bassin versant de la Vilaine. *Thèse de l'Université de Rennes 1*, 331 p.
- MEYBECK M, MOATAR F. (2012) – Daily variability of river concentrations and fluxes: indicators based on the segmentation of the rating curve. *Hydrological Processes*, **26**, 1188-1207.
- MOATAR F, MEYBECK M, RAYMOND S, COYNEL A, LUDWIG W., MANO V, NEMERY J, POIREL A, ETCHEBER H, CROUZET PH (2008) – Evaluation des flux de MES à partir des suivis discrets: méthodes de calcul et incertitude. *La Houille Blanche*, **4**, 64-71.

- MOATAR F., BIRGAND F., MEYBECK M., RAYMOND S. (2009) – Stratégies d'échantillonnage et incertitudes sur l'évaluation des flux de nutriments (dissous et totaux) et des indicateurs de concentration à partir des suivis discrets tels qu'employés dans le cadre du RNB. *La Houille Blanche*, **3**, 68-76.
- PICOUET C, HINGRAY B, OLIVRY J O (2001) – Empirical and conceptual modeling of the suspended sediment dynamics in large tropical African rivers: the upper Niger River basin. *Journal of Hydrology*, **250**, 13-39.
- SEEGER M, ERREA M P, BEGUERRIA S, ARNAEZ J, MARTI C, GARCIA-RUIZ J M (2004) – Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteresis loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, **288**, 299-311.
- TOLORZA, V., S. CARRETIER, C. ANDERMANN, F. ORTEGA-CULACIATI, L. PINTO, AND M. MARDONES (2014) – Contrasting mountain and piedmont dynamics of sediment discharge associated with groundwater storage variation in the Biobío River. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **119(12)**, 2730-2753.
- VONGVIXAY A, GRIMALDI C, GASCUEL-ODOUX C, LAGUIONIE P, FAUCHEUX M, GILLIET N, MAYET M (2010) – Analysis of suspended sediment concentration and discharge relations to identify particle origins in small agricultural watersheds. *Dynamics for a Changing Future, Warsaw, Poland. IAHS Publ*, **337**, 76-83.
- WILLIAMS G P (1989) – Sediment concentration versus water discharge during simple hydrologic events in river. *Journal of Hydrology*, **111**, 89-106.