

Géosciences de surface / Surface Geosciences  
(Hydrologie–Hydrogéologie / Hydrology–Hydrogeology)  
(Géomorphologie / Geomorphology)

# Permanence des flux de masse d'une rivière en tresses expérimentales

Patrick Meunier, François Métivier\*

Laboratoire de tectonique, UMR 7578, IPGP, BP89, 4, place Jussieu, 75251 Paris cedex 05, France

Reçu le 13 octobre 1999 ; accepté le 13 juin 2000

Présenté par Claude Jaupart

**Abstract – Permanent transport regime of an experimental braided river.** A small-scale experimental braided river system has been reproduced. This experiment shows that: (i) destabilisation of the river occurs through sediment feeding; (ii) for constant input fluxes of mass, transfer by the river evolves towards a steady state in which mass fluxes at each end of the reach remain constant although instable braiding remains inside the box; (iii) instability of the braided river remains both when the system aggrades or degrades. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

geomorphology / braided rivers / mass transport / analogue modelling

**Résumé** – Un modèle réduit de rivière sur lit sableux a été construit afin de comprendre la formation et l'évolution des rivières dites en tresses. Cette expérience montre que : (i) la déstabilisation du réseau intervient grâce à l'alimentation en sédiments ; (ii) pour des conditions d'alimentation constantes, le flux de matière transféré par le réseau de l'amont vers l'aval tend vers un régime permanent, la forme du réseau d'écoulement restant instable ; (iii) l'instabilité persiste à l'intérieur du système, aussi bien lorsque le réseau stocke des sédiments (aggradation) que lorsqu'il vidange la cuve (érosion). © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

géomorphologie / rivières en tresses / transport de masse / expérimentation analogique

## Abridged version

### 1. Introduction

Braided rivers are among the least well known morphological features even though understanding their dynamics is crucial in fields such as geomorphology, engineering, water resources and oil exploration. Braided streams are characterized by a natural instability that results in multiple channel flow separated by instable bars and islands. Many studies following the work of Leopold and Wolman [13] have helped constrain the dynamics of these rivers. Braiding is linked to the inability of the flow to evacuate its sediment load which is mainly composed of coarse noncohesive sediments (sands and gravels). Temporary storage and re-erosion of the sediment result in the unstable braiding pattern [1, 4, 6–8, 13, 17].

### 2. Experimental setting

We reproduced a microscale braided river in the laboratory (figures 1 and 2), using glass micrograins (diameter 500  $\mu\text{m}$ ). Our braided stream is 1 m long and 0.5 m wide. Channels have depths ranging from 0.1 to 1 cm and average flow velocity ranges from 0.1 to 0.5  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . The input of water and sediment remains constant throughout the experiment. Output is measured using a precision weighing device. To see if the flow dynamics were realistic [1, 2], we looked at four dimensionless products that characterize the mechanics of laden flows: the Reynolds number ( $Re = U b / \nu$ , where  $U$  is the average flow velocity,  $b$  the flow depth and  $\nu$  the kinematic viscosity of water), the Froude number ( $Fr = U / (g b)^{1/2}$ , where  $g$  is the acceleration due to gravity), the grain Reynolds number ( $Re_* = U_* D / \nu$ , where  $D$  is the grain diameter,  $U_* = (g b S)^{1/2}$  is the shear

\* Correspondance et tirés à part : metivier@ipgp.jussieu.fr

velocity and  $S$  is the slope of the bed), and the Rouse number ( $Ro \propto U_* / V_s$ , where  $V_s$  is the Stokes settling velocity of the grains). The first two numbers characterize the dynamics of the flow, the last two characterize the interaction of the flow with its sediment load. Where erosion/sedimentation and instability occur our parameters ( $Re \geq 5\,000$ ,  $Fr \sim 1.5$ ,  $Re_* \geq 35$ ,  $Ro \sim 0.35$ ) lie in a realistic range that is a fully turbulent and near critical flow with high bed load and rough type interactions between the flow and the sediment bed [2, 11].

### 3. Results and discussion

Our results show that destabilisation of the flow occurs through sediment feeding at the inlet of the river. We also see that although the flow remains unstable inside the box, it reaches a steady state in which the mass fluxes transferred at the outlet are constant through time (*figure 4*). Calculating the output flux normalized to the input flux ( $Q_s/Q_e$ ), and comparing it with the stream power as defined by [4], again normalized to the input flux ( $Q_s S/Q_e$ ), we can see in *figure 5* that there is a direct linear relationship between our two dimensionless products (equation

(1)). Braiding persists whether the system is in aggradation or degradation which goes against the common idea that rivers would confine their flow when eroding their bed.

This first set of experiments thus has allowed us to describe the appearance of flow instability and to describe the achievement of a macroscopic steady state despite braiding. The relationship we obtain, which is different from previous estimates [1, 4], has now to be tested by further experiments including change in the sediment diameter and size of the braided system. Furthermore it appears to be important to extend the range of stream powers to more than two orders of magnitude to discriminate between linear and power dependance of the mass transport relationships derived from experiments. Still our experiments show the importance of quantification of the input fluxes to a floodplain to correctly define the dynamics of a braided floodplain. A second step will be to compare these results to prototype braided streams. As for now the streams concerned should be proglacial gravel braided rivers.

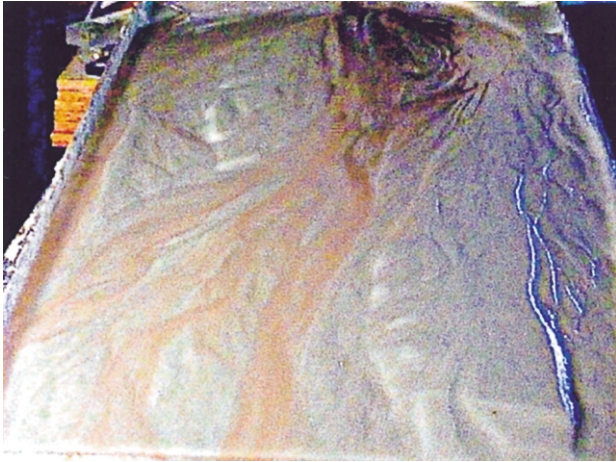
## 1. Introduction

Les rivières en tresses comptent certainement parmi les objets morphologiques les moins bien compris. Elles se caractérisent par leur nombre important de chenaux, séparés par des barres ou des îlots, l'ensemble présentant la forme d'une tresse. En outre, ces réseaux présentent une instabilité naturelle, les barres et les chenaux se déplaçant de façon continue dans le temps [16]. L'étude de ces réseaux se révèle importante à plusieurs titres. Souvent présentes dans les réseaux d'écoulement proglaciaire ou les grandes plaines alluviales sableuses, les rivières en tresses sont un considérable agent d'érosion et de transport de sédiments. La rapidité de leur système d'érosion/dépôt, combinée avec un déplacement fréquent de leurs chenaux, pose d'épineux problèmes d'ingénierie. Enfin, les formes fossiles de ces importants systèmes de dépôt peuvent constituer de bons aquifères ou des réservoirs d'hydrocarbures [7].

De nombreuses études, à la suite de Leopold [13], ont permis de comprendre le phénomène de formation de ces réseaux de manière qualitative. En présence d'un lit de matériaux non ou peu cohésifs, tels que du sable ou des galets, l'érosion et le transport sont importants. Dès lors, le rapport entre ces grandeurs et la puissance de transport de la rivière va définir la nature de l'écoulement. Lorsque celle-ci n'est pas assez importante pour évacuer tous les sédiments, ces derniers se déposent au sein même du lit de la rivière et ne sont transportés que par à-coups successifs. Une plaine alluviale, sur laquelle l'écoulement fait des tresses, se forme sur toute

la zone de résidence prolongée de ces sédiments. Les zones de dépôt, entraînant une diminution locale de vitesse d'écoulement, constituent des pièges à sédiments, qui grossissent jusqu'à provoquer des divergences du flux et, par extension, la multiplication de chenaux qui s'entrecroisent pour donner la forme en tresses du réseau hydrographique. Au niveau des convergences, la puissance de transport des chenaux augmente, permettant la reprise du matériel déposé antérieurement et son transport jusqu'à une nouvelle zone de dépôt. Ce transport de sédiments par à-coups crée donc un réseau de chenaux évoluant au gré de leur puissance de transport locale [9]. Leur instabilité induit la perpétuelle évolution du réseau dans le temps. C'est la quantification de ce phénomène d'érosion-dépôt et sa dépendance de paramètres physiques tels que la pente, le débit liquide, l'apport en sédiments ou la nature de ces sédiments qui gèrent la dynamique d'un système en tresses [1, 4, 6–8, 13, 17].

La reproduction de réseaux de tresses en laboratoire offre la possibilité de quantifier précisément les paramètres physiques et leur importance relative. Bien que cette méthode implique d'importantes simplifications du système, elle donne accès à plusieurs grandeurs physiques encore difficilement estimables à l'échelle naturelle [1, 2]. Nous présentons une reproduction à petite échelle (un mètre de long) d'un réseau de tresses mise en place au laboratoire de l'Institut de physique du globe de Saint-Maur-des-Fossés (*figure 1*). Une analyse dimensionnelle montre que les caractéristiques dynamiques des écoulements présentés sont pour partie réalis-



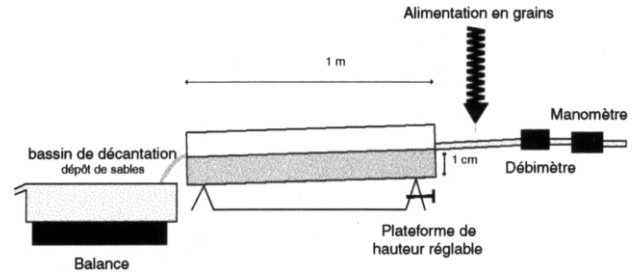
**Figure 1.** Le réseau expérimental du laboratoire de Saint-Maur-des-Fossés.

**Figure 1.** Experimental braided river reproduced in the Saint-Maur-des-Fossés laboratory.

tes. L'intérêt de cette forte réduction d'échelle réside dans le fait que les temps de mise en place des tresses sont très courts et les flux mis en jeu sont faibles. Ceci nous permet de mesurer le flux de sédiments de sortie de manière précise et d'analyser son évolution en fonction de différents paramètres physiques gouvernant la dynamique de l'écoulement.

## 2. Protocole expérimental

Une cuve en plexiglas de 1 m de long sur 50 cm de large et d'une profondeur de 3 cm constitue l'armature du lit (cf. *figure 2*). Elle est disposée sur cric réglable, ce qui permet de faire varier la pente. Le bord inférieur de la cuve (bas de pente), d'une hauteur de 1 cm, assure le maintien d'une partie du lit dans la cuve. La partie supérieure du lit est soumise aux conditions de l'écoulement. Ce procédé, appelé « lit mobile », empêche l'écoulement d'entrer en contact avec le fond de la cuve et permet les échanges entre le fluide et le lit sableux [1, 2, 16]. L'arrivée d'eau se fait par un petit canal en plexiglas à l'entrée de la cuve (haut de pente). Le débit liquide est réglé par un manomètre et mesuré à l'entrée de la cuve à l'aide, soit d'un débitmètre à bille (précision de l'ordre de  $1 \text{ mL}\cdot\text{s}^{-1}$ ), soit d'un débitmètre numérique (précision de l'ordre de  $0,2 \text{ mL}\cdot\text{s}^{-1}$ ). La charge solide, dont l'approvisionnement constant ( $Q_e$ ) se fait par l'intermédiaire d'une vis sans fin de vitesse réglable, est introduite dans ce chenal. À la sortie du lit, l'eau chargée en sédiments emplie un bac disposé sur une balance. L'eau s'échappant du bac par débordement, la balance mesure en temps réel la masse cumulée des sédiments de sortie. Des billes de silices, d'une taille moyenne de  $500 \mu\text{m}$  (comprise entre  $400$  et  $600 \mu\text{m}$ ), sont utilisées pour le lit et la charge solide d'entrée.



**Figure 2.** Schéma du dispositif expérimental.

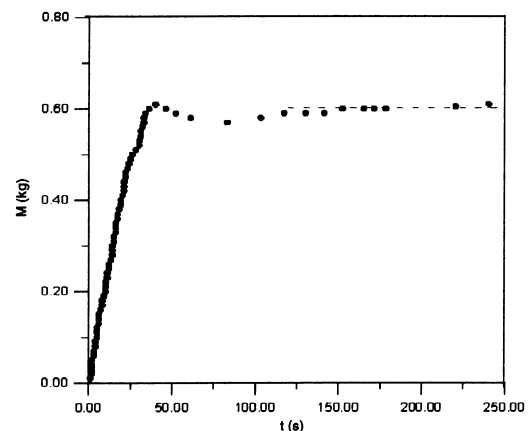
**Figure 2.** Experimental setup.

## 3. Résultats et discussion

### 3.1. Formation et évolution des tresses

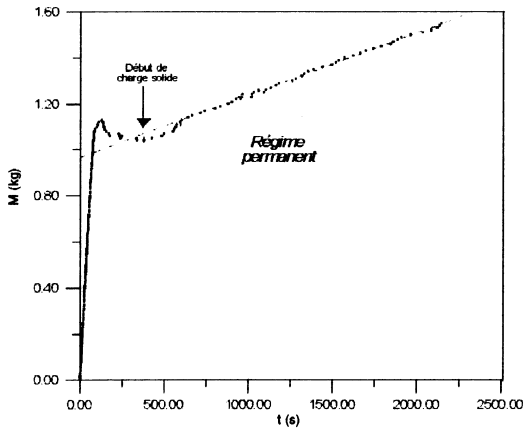
Le lit de silice est lissé à l'aide d'un rouleau, de manière à obtenir une pente uniforme. L'écoulement démarre sans apport de charge solide en entrée et ce, jusqu'à ce que le flux de sédiments en sortie se stabilise, c'est-à-dire jusqu'à ce que la masse cumulée évolue de façon linéaire avec le temps. De cette manière, les conditions initiales sont « oubliées » par le système, qui atteint un premier régime permanent peu différent d'une expérience à l'autre (*figure 3*). Un chenal à lit unique se crée dès le début de l'écoulement. Il s'élargit, parfois se déplace, jusqu'à ce que sa puissance de transport devienne très faible et que la charge solide cumulée en sortie se stabilise. La *figure 3* présente l'évolution typique de la charge cumulée dans ces conditions.

Lorsque le flux de sortie est stabilisé, la charge solide est introduite dans le canal d'entrée (*figure 4*). La première zone de dépôt se situe généralement à une dizaine de centimètres du bord supérieur du lit. Au bout d'une période variable selon les valeurs de débit liquide et de pente, la première divergence apparaît. S'il est



**Figure 3.** Débit solide de sortie sans charge solide en entrée.

**Figure 3.** Output mass flux leaving the drainage before onset of sediment feeding at the upper end.



**Figure 4.** Courbe typique d'évolution du flux de masse en sortie de réseau.

**Figure 4.** Typical curve showing the evolution of output fluxes of mass leaving the system.

difficile de déterminer de visu le temps à partir duquel le système de tresse occupe tout le lit, celui-ci ne dépasse généralement pas la dizaine de minutes. Le nombre total de chenaux varie, selon les conditions, de quatre (deux divergences) à une dizaine (cf. *figure 1*). Les chenaux principaux sont de largeur centimétrique et de profondeur millimétrique. Leur déplacement est fréquent : les plus instables ont des temps de résidence de l'ordre de la minute. On remarque des zones de forte turbulence, correspondant à des piscines d'érosion dont la profondeur peut dépasser le centimètre. Ces piscines se déplacent et se creusent, provoquant la destruction des barres. Les divergences de flux se font par débordement de chenaux ayant rempli leur lit de sédiments. Les vitesses moyennes d'écoulement sont estimées lors d'une injection de colorant à faible diffusion dans le système (*figure 1*). Ces vitesses ( $U \in [0,1 ; 0,5]$  en  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) varient avec la taille des chenaux. Les vitesses les plus importantes correspondent aux piscines d'érosion.

### 3.2. Le régime d'écoulement

La dynamique d'un phénomène physique comme l'écoulement de rivières en tresses peut se caractériser par un ensemble de produits sans dimension des variables du problème [1, 2, 5]. Le réalisme de nos résultats et leur applicabilité à des systèmes naturels dépend de la conservation de ces produits dans une gamme de valeurs semblables à celles que l'on observe dans la nature [1, 2, 10]. Dans le cadre de notre étude, quatre de ces produits nous intéressent : les nombres de Reynolds, de Froude, le nombre de Reynolds des grains et le nombre de Rouse. Le nombre de Reynolds, défini par  $Re = U h / \nu$ , où  $U$  est la vitesse moyenne d'écoulement,  $h$  la profondeur moyenne et  $\nu$  la viscosité cinématique du fluide, établit le passage du régime laminaire, dominé par les forces de dissipation visqueuses, au régime turbulent, dominé par les forces d'inertie. Dans

la majorité des rivières, le nombre de Reynolds est supérieur à 2 000, ce qui traduit un régime totalement turbulent. Le nombre de Froude  $Fr = U / (g h)^{1/2}$ , où  $g$  est l'accélération due à la gravité, définit le rapport entre les forces d'inertie et les forces de gravité. On distingue classiquement deux régimes, définis par rapport au régime dit critique ( $Fr = 1$ ). Les rivières en tresses présentent généralement des nombres de Froude proches de 1, traduisant des régimes en transition entre le régime sous-critique ( $Fr < 1$ ), ou fluvial, à faible vitesse et grande profondeur d'eau, et un régime surcritique ( $Fr > 1$ ), ou torrentiel, à forte vitesse et faible profondeur [1]. Le nombre de Reynolds de grain est défini par  $Re_* = U_* D / \nu$ , où  $D$  est la taille des grains et  $U_*$  est la vitesse de cisaillement à la base de l'écoulement, définie au premier ordre par  $U_* = (g h S)^{1/2}$ , où  $S$  représente la pente moyenne du lit de la rivière.  $Re_*$  établit la distinction entre les écoulements de type « lisse » et les écoulements de type « rugueux ». Il détermine la structure de la couche limite entre le lit et le fluide, ainsi que les conditions de mise en mouvement de grains. Le cisaillement nécessaire pour la mise en mouvement apparaît comme une fonction de  $Re_*$ . Pour  $Re_* \geq 70$ , ce cisaillement est une constante. Ce mode d'écoulement, appelé « écoulement rugueux », est celui des systèmes en tresses réels. L'écoulement rugueux est libre de tout effet visqueux. Néanmoins, on considère généralement que les effets visqueux sont négligeables au premier ordre pour  $Re_* \geq 15$  [2]. Le nombre de Rouse, enfin,  $Ro \propto U_* / V_s$ , traduit le rapport entre la vitesse de cisaillement et la vitesse de sédimentation des particules en eau calme ( $V_s$ ). Il définit le mode de transport des particules, par charriage ou par suspension. Les rivières en tresses ont généralement un transport de masse par charriage très important correspondant à  $Ro \leq 0,4$  [11].

En considérant des profondeurs de chenaux  $h \geq 10^{-3}$  m, des vitesses moyennes d'écoulement  $U \geq 10^{-1}$   $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , des pentes  $S \in [0,05 ; 0,1]$  et une taille moyenne de grain de  $D \sim 500$   $\mu\text{m}$ , on obtient :  $Re \geq 10^2$ ,  $Fr \sim 1$ ,  $Re_* \geq 11$ ,  $Ro \sim 0,1$ . Nous nous trouvons dans une zone dynamique complexe transitionnelle en termes de turbulence, dans laquelle les effets visqueux peuvent intervenir, sans toutefois être prépondérants. Ceci étant, nous avons décrit comment les phénomènes principaux d'érosion, de transport et de dépôt se déroulaient majoritairement, à l'instar des réseaux en tresses réelles, dans des zones d'écoulement particulières : les piscines. Dans celles-ci, hauteur d'eau et vitesse d'écoulement changent :  $h \geq 10^{-2}$  m et  $U \geq 0,5$   $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , ce qui se traduit par  $Re \geq 5\,000$ ,  $Fr \sim 1,5$ ,  $Re_* \geq 35$ ,  $Ro \sim 0,35$ . Ces zones principales de transport présentent des écoulements turbulents, rugueux et critiques. S'il ne s'agit pas d'une véritable mise à l'échelle, à toute l'échelle de la boîte, d'un prototype naturel, cette analyse nous assure que les interactions fluide-sédiments sont analogues à celles dans les systèmes naturels. Dans tous les cas, enfin, le système de transport prépondérant est celui du char-

riage, ce qui correspond bien au système de transport principal des cours d'eau en tresses.

### 3.3. Étude du régime permanent

Soixante-dix-neuf écoulements en tresses ont été reproduits pour différentes valeurs de débit liquide (entre 0,9 et 2,5 L·min<sup>-1</sup>), de pentes (entre 0,04 et 0,09) et d'injection de grains (entre 0,07 et 0,6 g·s<sup>-1</sup>). Pour chaque valeur de ces paramètres, plusieurs écoulements ont été lancés, pour vérifier la reproductibilité des réponses. Dans le domaine d'entretien du système de tresses, les courbes de masse cumulée en sortie développent une tendance linéaire en fonction du temps impliquant l'installation d'un régime permanent du transfert de masse à l'échelle du réseau, alors que les tresses continuent d'être en régime instable (migrations des chenaux) (figure 4).

En régime permanent, les débits solides de sortie  $Q_s$  ont été établis à partir des coefficients directeurs des régressions linéaires de la partie stable des courbes (figure 4). Pour chaque valeur de couple débit-pente, plusieurs écoulements (entre 3 et 9) ont été effectués. Pour chaque régression, les coefficients de corrélation, proches de 1, traduisent une très forte linéarité. L'écart à la linéarité a donc été négligé. La précision de la balance étant de 2 g et les mesures faites sur un poids cumulé de 1 kg, l'erreur de mesure de poids est négligeable. Les rapports entre  $Q_s$  et le débit solide d'entrée  $Q_e$  ont enfin été calculés.

Il est intéressant de mettre en relation ce rapport de débit solide, qui est en quelque sorte le rendement de ce système de transport, avec la puissance hydraulique du système. Afin d'adimensionner le problème, le produit  $S Q_1$  sera normalisé par  $Q_e$ . Le produit sans dimension résultant,  $\Psi = Q_1 S / Q_e$ , représente en quelque sorte le rapport entre la puissance hydraulique disponible et la quantité de sédiment que l'on demande à la plaine alluviale d'évacuer. La figure 5 montre les valeurs des rapports de débits solides en fonction de  $S Q_1 / Q_e$ . Une relation linéaire d'expression :

$$Q_s / Q_e = 0,5 ( Q_1 S / Q_e ) - 0,6 \quad (1)$$

est bien vérifiée, la corrélation de la régression logarithmique étant supérieure à 0,9, et traduit la dépendance directe liant transfert de masse, à l'échelle du réseau, et puissance hydraulique. Cette corrélation suggère, en outre, une loi de transport macroscopique, de type diffusif ou ondulatoire. Le facteur 0,5 n'est valable que dans les conditions de l'expérience et contient de toute évidence l'influence des paramètres non étudiés, comme la taille du système ( $L$ ), la taille de grains ( $D$ ) et la résistance au cisaillement du lit. L'existence d'une constante montre, en outre, l'existence d'une valeur seuil de puissance pour la mise en mouvement des grains, ce qui est cohérent avec les théories sur le transport diphasique en rivière [3]. Cette première expérience montre enfin un phénomène inattendu et tout à

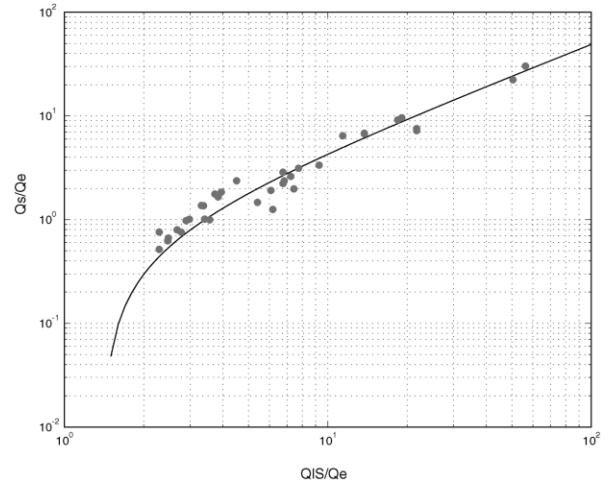


Figure 5. Rapport des débits solides en fonction de la puissance de transport normalisée par le débit d'entrée.

Figure 5. Curve showing the evolution of mass flux ratio versus stream power normalized by input mass flux.

fait remarquable. Le système en tresses reste instable, quel que soit le rapport entre les flux d'entrée et de sortie. Ainsi, que les tresses stockent du matériel ( $Q_s / Q_e < 1$ , système en aggradation) ou qu'elles vidangent la boîte ( $Q_s / Q_e > 1$ , système en érosion), la dynamique du réseau reste la même. Ce résultat est très important, car il s'oppose à l'idée communément répandue qu'une rivière dont la dynamique est érosive a tendance à restreindre sa surface d'écoulement, et donc à confiner son lit. Il semblerait, au contraire, que les réseaux en tresses ne suivent pas une telle dynamique. D'autres expériences sur un lit plus profond devraient permettre d'étudier ce phénomène sur de grandes échelles de temps.

## 4. Discussion et perspectives

Une expérience analogique d'un système en tresses nous a permis de montrer qu'une instabilité d'un chenal se développe lorsque celui-ci est alimenté en matériaux peu cohésifs, de façon continue. Le réseau instable établi présente deux régimes successifs de transport à partir de l'instant où le chenal d'entrée est chargé en sédiments : un régime transitoire court, dans lequel le flux de sédiments augmente jusqu'à se stabiliser et devenir constant dans le temps, suivi par un régime permanent entre les deux bords de notre réseau hydrographique. Cette permanence des flux à l'échelle du système perdure, alors même que le système en tresse installé n'a plus la mémoire des conditions initiales et que l'écoulement est toujours instable, les tresses évoluant constamment dans le temps. Le transport solide en régime permanent présente une forte dépendance linéaire du produit de la pente et du débit liquide défini, à juste titre, par Bagnold [3, 4] comme la puissance de trans-

port. Les rapports d'aspect de notre système font que, à l'heure actuelle, des prototypes doivent être recherchés dans des réseaux pro-glaciaires graveleux. Dans le même temps, d'autres conditions d'expériences doivent être développées, comme par exemple l'extension de la gamme parcourue par le rapport  $S Q/Q_e$ , afin de voir si la forme de notre équation de transport (1) est vérifiée dans des conditions hydrodynamiques plus larges (pour vraiment discriminer la forme d'une loi, linéaire ou autre, la gamme de puissances hydrauliques devrait idéalement couvrir plusieurs ordres de grandeur). En l'état, cette forme diffère justement des estimations précédentes [1, 4] par la nature de la dépendance (linéaire ici, en puissance chez ces auteurs). Enfin, le seuil de mise en mouvement des grains semble ne pas seulement dépendre de la nature du lit, et donc de la résistance au cisaillement du matériau, mais aussi du flux de

sédiments en entrée, ce qui est plus original (notre expérience est la seule à notre connaissance permettant de mettre en évidence une telle dépendance). La variation de la taille des grains doit donc permettre de quantifier l'influence de la granulométrie sur la dynamique du système et donc de vérifier l'importance du flux d'entrée sur l'évolution du réseau. De plus, une granulométrie moyenne empêche l'étude de l'influence de la dispersion des diamètres de grains sur l'écoulement des rivières naturelles. Les études suivantes devront intégrer une distribution de tailles. Enfin, les temps caractéristiques du système, les temps d'installation du régime permanent, de vie d'une barre, de transport des grains, nous permettront d'aborder de façon expérimentale un problème très important des réseaux hydrographiques en géomorphologie : leur inertie [12, 14, 15].

**Remerciements.** Les auteurs remercient Didier Granjeon, Rémi Eschard et l'Institut français du pétrole, qui ont participé à l'élaboration et au financement de ce projet. Contributions IPG N° 1682.

## Références

- [1] Ashmore P.E., Bed load transport in gravel-bed stream models, *Earth Surf. Processes* 13 (1988) 677–695.
- [2] Ashworth P.J., et al., The physical modelling of braided rivers and deposition of fine-grained sediment, in : Kirkby M.J. (éd.), *Process models and theoretical geomorphology*, 1994, pp. 116–136.
- [3] Bagnold R.A., The nature of saltation and of 'bed load' transport in water, *Proc. Roy. Soc. Lond. A Mat.* 332 (1973) 473–504.
- [4] Bagnold R.A., Bed load transport by natural rivers, *Water Resour. Res.* 13 (1977) 303–312.
- [5] Barenblatt G.I., *Scaling, self-similarity, and intermediate asymptotics*, Cambridge University Press, Cambridge, 1996.
- [6] Bridge J.S., The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers, in : Best J.L., Bristow C.S. (éds), *Braided rivers*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 1993, pp. 13–71.
- [7] Bristow C.S., Best J.L., Braided rivers: perspectives and problems, in : Best J.L., Bristow C.S. (éds), *Braided rivers*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 1993, pp. 1–11.
- [8] Carson M.A., The meandering-braided threshold: a reappraisal, *J. Hydrol.* 73 (1984) 315–334.
- [9] Ferguson R.I., Understanding braiding processes in gravel bed rivers: progress and unresolved problems, in : Best J.L., Bristow C.S. (éds), *Braided rivers*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 1993, pp. 73–87.
- [10] Graf W.H., Altinakar M., *Hydrodynamique*, Eyrolles, Paris, 1991.
- [11] Graf W.H., Altinakar M.S., *Hydraulique fluviale, écoulement non permanent et phénomènes de transport*, Eyrolles, Paris, 1996.
- [12] Humphrey N.F., Heller P.L., Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation, *Geology* 23 (1995) 499–502.
- [13] Leopold L.B., Wolman M.G., *River Channel Patterns*, 1957.
- [14] Métivier F., Diffusive like buffering and saturation of large rivers, *Phys. Rev. E* (1999).
- [15] Métivier F., Gaudemer Y., Stability of output fluxes of large rivers in south and east Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes, *Basin Res.* 11 (1999) 293–303.
- [16] Sapozhnikov V.B., Fofoula-Georgiou E., Experimental evidence of dynamic scaling and indications of self-organized criticality in braided rivers, *Water Resour. Res.* 33 (1997) 1983–1991.
- [17] Thorne C.R., Russel A.P.G., Alam M.K., Platform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh, in : Best J.L., Bristow C.S. (éds), *Braided rivers*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 1993, pp. 257–276.