



HAL
open science

Formation de bancs dans un lit rectiligne. Partie 2 : calage et application

P. Ramez

► **To cite this version:**

P. Ramez. Formation de bancs dans un lit rectiligne. Partie 2 : calage et application. La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau, 2005, 6, p. 29 - p. 37. 10.1051/lhb:200506002 . hal-00451674

HAL Id: hal-00451674

<https://hal.science/hal-00451674>

Submitted on 29 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Formation de bancs dans un lit rectiligne Partie 2 : calage et application

Bars formation in a straight channel Part 2 : calibration and application

Philippe Ramez

Cemagref, U.R. Hydrologie-Hydraulique, Lyon

In part 1, a simple method was developed to define the dynamical equilibrium in a channelized river with high bed load, based on the bars formation study in a constrained channel. In part 2, our formulae are tested using fifty selected rivers and applied to predict the morphological response to river regulation and management. The results are satisfactory and a synthetic parameter is defined, related to the ratio of stream power to sedimentary characteristics and supposed typical of piedmont rivers with bars and braids.

I ■ INTRODUCTION

Dans la 1^{ère} partie, nous avons proposé une méthode pour déterminer l'équilibre dynamique des rivières endiguées à forte charge sédimentaire avec formation de bancs. Nous généralisons cette méthode et nous l'appliquons ici aux rivières à gravier rectilignes, à pente relativement élevée (type rivières de piémont). Dans un premier temps, nous adaptons l'équation 11 à ce type de cours d'eau en calant la profondeur moyenne H du petit lit sinueux entre les bancs sur des observations de terrain. Dans un deuxième temps, nous calons les équations 13 et 14, donnant la largeur totale Δ du lit actif et la profondeur moyenne P correspondante, à partir d'un échantillon de 49 tronçons (répartis sur 43 rivières) sélectionnés dans une base de données regroupant 192 rivières relativement peu anthropisées et proches d'un état d'équilibre. Nous classons les rivières étudiées en 2 groupes selon un critère issu de la « balance de LANE » (1955) et nous proposons une approche synthétique des lois morphologiques adaptée à chaque groupe. Dans un troisième temps, nous testons cette approche pour prédire la réponse à long terme des aménagements sur deux sites : la rivière italienne PIAVE (modification du régime hydrologique à l'aval d'un barrage), et la rivière suisse THUR (adaptation du lit aux endiguements).

II ■ CALAGE EN MILIEU NATUREL

● II.1 Profondeur moyenne du petit lit sinueux entre les bancs

Dans les rivières à bancs graveleux, le tri granulométrique est souvent accentué par les remaniements latéraux et verti-

caux accompagnant la migration des formes vers l'aval, si bien que les grains les plus grossiers se positionnent en tête de bancs et les plus fins s'accumulent en queue (figure 1).

Ce mécanisme qui atténue nettement l'amplitude des bancs de gravier et réduit légèrement leur longueur d'onde a été reproduit en modèle réduit. Ainsi, LANZONI (2000) montre que si la granulométrie est étalée autour d'un diamètre médian D_{50} , alors la profondeur entre bancs est effectivement plus faible que si la granulométrie est uniforme d'un même D_{50} . Les graphiques fournis par l'auteur permettent d'estimer cette réduction à environ 30 %. Par contre, il n'observe pas d'effet significatif sur la longueur d'onde.

Dans la partie 1, nous avons exprimé la profondeur moyenne H du petit lit sinueux entre les bancs sous la forme : $\Delta/H = c_J (\Delta_i/D_{50})^{0.15} \Leftrightarrow H = (1/c_J) \Delta_i^{0.85} D_{50}^{0.15}$, avec $c_J = 4.5$



Figure 1 : La rivière Ooi.
Image courtesy H. IKEDA

(valeur proposée par JAEGGI pour une granulométrie uniforme). Nous généralisons cette formule et nous cherchons à caler c_j sur des données mesurées en rivière à gravier, à granulométrie étalée voire bimodale.

Nous n'avons pas trouvé d'études fournissant des mesures directes sur les bancs qui se forment dans ce type de cours d'eau. Par contre, nous avons trouvé quelques études décrivant les séquences seuil-mouille associées. En particulier, nous exploitons les données recueillies par CARLING (2000) sur la rivière anglaise SEVERN à sa sortie des Monts Cambriens. Cet échantillon de 275 séquences seuil-mouille se succédant sur 32.1 km de rivière (pente moyenne de 4 à 6 ‰) est réparti en trois secteurs notés A, B et C de l'amont vers l'aval. La

bosse des seuils et le creux des mouilles sont mesurés pour chaque séquence, ce qui permet (par traitement statistique des données obtenues) de calculer la profondeur moyenne (ainsi que la profondeur médiane) du petit lit sinueux ondulant de bosses en creux pour A, B et C. Nous assimilons cette profondeur à la profondeur moyenne H creusée entre les bancs, telle que définie au §II.1.2 de la partie 1. De même, nous pouvons évaluer la valeur moyenne de Δ_i (largeur du lit contenant les bancs alternés) et estimer une valeur approximative du diamètre médian D_{50} dans chaque secteur. Nous avons reporté ces données dans le cadre ci-dessous ainsi que les valeurs de c_j obtenues sur la rivière SEVERN, par application de la formule de JAEGGI généralisée :

	Δ_i	D_{50}	H (moyen)	H (médian)	c_j (sur H moyen)	c_j (sur H médian)
Secteur A	36.11 m	4 cm	2.08 m	1.7 m	6.3	7.7
Secteur B	30.75 m	3 cm	1.62 m	1.35 m	6.7	8.1
Secteur C	43.58 m	3 cm	2.04 m	1.68 m	7.2	8.7

Les données publiées sur la rivière de montagne à forte pente Skawica-Jalowiecki, située dans les Carpates polonaises (RADECKI-PAWLIK 2002), conduisent à une valeur de c_j encore plus grande. Nous retenons le calage sur la SEVERN (dans sa zone de piémont) et nous choisissons $c_j = 7.5$ au lieu de 4.5. Ce choix entraîne une modification des relations $\xi(\beta_i)$ et $\alpha(\beta_i)$ ainsi que de β_{Hz} et β_{Fr} . Nous

proposons un nouveau tracé de ces fonctions (figures 2 et 3) pour des plages de valeurs adaptées aux rivières traitées ici et un nouvel ajustement pour β_c (figure 3). L'équation 11 devient finalement :

$$\beta_c = 12.2 (P/D_{50})^{0.053}$$

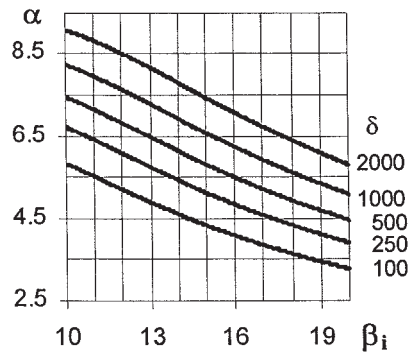
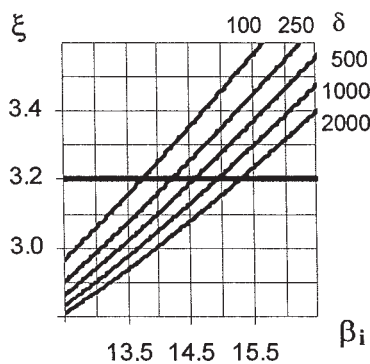


Figure 2 : Tracé des fonctions $\xi(\beta_i)$ et $\alpha(\beta_i)$ pour $100 < \delta < 2000$ (cf. partie 1 : §II.1.5).

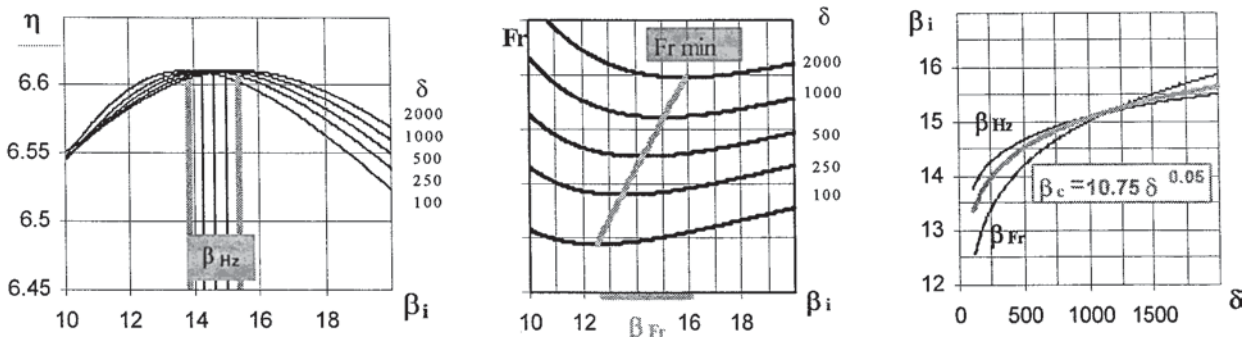


Figure 3 : Nouvelle détermination de β_{Hz} , β_{Fr} et β_c (cf. partie 1 : §II.2.2, §II.3.2 et §II.4.1).

● II.2 Largeur du lit actif et profondeur moyenne dans toute la section

II.2.2 Choix des données et classification des rivières

Nous exploitons la base de données constituée par VAN DEN BERG (1995) à partir d'un échantillon de 228 tronçons (192 rivières choisies à travers le monde) proches d'un état d'équilibre. Nous retenons les tronçons ayant une sinuosité $\sigma < 1.1$ et un diamètre médian $D_{50} > 1.5$ cm et nous éliminons 7 d'entre eux présentant des lacunes. Nous obtenons un échantillon de 49 tronçons (43 rivières) recouvrant les plages de valeurs suivantes (voir tableau en annexe) : pente de la vallée $0.6\% < I_v < 28.3\%$; sinuosité $1 < \sigma < 1.1$; débit de plein bord $2,7 \text{ m}^3/\text{s} < Q_M < 3112 \text{ m}^3/\text{s}$; diamètre médian $1,6 \text{ cm} < D_{50} < 18.9 \text{ cm}$. Le rapport de forme β_{TS} déduit du rapport entre la largeur totale Δ et la profondeur moyenne P mesurées est compris entre 8 et 2087.

Cet échantillon est constitué par deux groupes de cours d'eau repérés par la lettre S (*single-thread channel*) et la lettre B (*braided channel*). La présence possible de bancs dans les rivières S n'est pas prise en compte et le critère de reconnaissance des rivières B repose sur une analyse descriptive locale du tressage que l'auteur juge incertaine au vu des informations disponibles.

Nous proposons ici une analyse plus globale basée sur la « balance de LANE ».

LANE (1955) met en balance d'un côté les apports solides reçus par le tronçon (taille et volume des sédiments entrant) et de l'autre la puissance hydraulique du cours d'eau à les évacuer (produit du débit liquide par la pente). Pour un tronçon rectiligne, en équilibre dynamique, véhiculant Q_M à plein bord et Q_{sa} à saturation le long de la vallée de pente I_v (la granulométrie du substrat en place et celle des apports solides amont Q_{sa} sont rapportées à un même D_{50}), la balance de LANE s'écrit :

$$Q_{sa} D_{50} \sim Q_M I_v \Leftrightarrow Q_{sa} \sim Q_M I_v / D_{50}$$

Nous cherchons les lois morphologiques qui permettent au lit d'ajuster sa capacité de transport solide Q_s (pour Q_M) aux apports solides entrant Q_{sa} . Pour cela, nous utilisons l'équation du régime uniforme et nous exprimons Q_s sous la forme d'un produit entre capacité de transport par unité de largeur q_s (reliée à la contrainte au fond τ et à la résistance du grain D_{50}) et largeur active (reliée à $\Delta = \beta P$). Les équations 1 et 12 de la partie 1 fournissent plus de détails sur ces écritures. Pour les rivières naturelles suffisamment lar-

ges, la variabilité de τ dépend surtout de celle de la pente, qui est limitée (autour de I_v) pour les rivières à peu près rectilignes. Dans ce cas, la variabilité du transport solide dépend essentiellement de la variabilité de Δ et en particulier de celle de β .

Ce raisonnement nous conduit à reporter les données recueillies pour les 49 tronçons étudiés dans un repère $(\beta_{TS}, Q_M I_v / D_{50})$. Nous constatons alors que la courbe d'équation $\beta_{TS} = 10 (Q_M I_v / D_{50})^{2/3}$ (figure 4) délimite assez bien les deux groupes de rivières S et B identifiés par VAN DEN BERG (1995) et nous proposons la classification suivante (voir aussi le tableau en annexe) :

- GR1 Rivières rectilignes à bancs (en grisé clair sur les figures) : $\beta_{TS} < 10 (Q_M I_v / D_{50})^{2/3}$
- GR2 Rivières rectilignes à tresses (en grisé foncé sur les figures) : $\beta_{TS} > 10 (Q_M I_v / D_{50})^{2/3}$

II.2.2 Calcul des caractéristiques morphologiques des rivières sélectionnées

Nous pourrions estimer β_{TS} directement par une approche graphique en traçant les courbes de tendance dans chaque groupe de rivière (voir figure 4) mais cette méthode est trop incertaine et nous préférons résoudre, ci-dessous, les équations complètes définies au §III.1 de la partie 1. Un premier essai ayant conduit à des résultats médiocres, nous cherchons un protocole de calage sur K (coefficient de Strickler dans la formule du régime uniforme) et sur τ_{cr*} (contrainte critique dans la formule du transport solide). Selon VAN DEN BERG (1995), la plupart des rivières à gravier ont une distribution granulométrique bimodale et le diamètre D_{50} habituellement fourni est celui de la partie gravier, la partie sable étant rarement analysée. WILCOCK (2001) a montré qu'à partir de 20 % de sable, la contrainte critique de la partie gravier diminue de façon significative et d'autant plus que la proportion de sable augmente. Plus généralement, nous introduisons un coefficient correcteur c_K dans la formule de MEYER-PETER en posant $\tau_{cr*} = 0.047 c_K$ au lieu de 0.047, ce qui revient à remplacer D_{50} par $c_K D_{50}$ dans les équations 13 et 14 (partie 1). Nous pouvons alors caler c_K sur les 49 tronçons étudiés à partir de ces équations : calcul de β_{TS} , de P et de Δ , puis adéquation aux mesures sur P et sur Δ .

Dans un premier temps, le coefficient de Strickler K est arbitrairement fixé à 25 et la valeur de c_K est ajustée manuellement pour chaque tronçon afin de respecter au mieux l'adéquation aux données. Le report des points ainsi obtenus dans un repère $(c_K, I_v / D_{50})$ fait apparaître une légère corrélation entre ces deux paramètres (figure 5), nettement

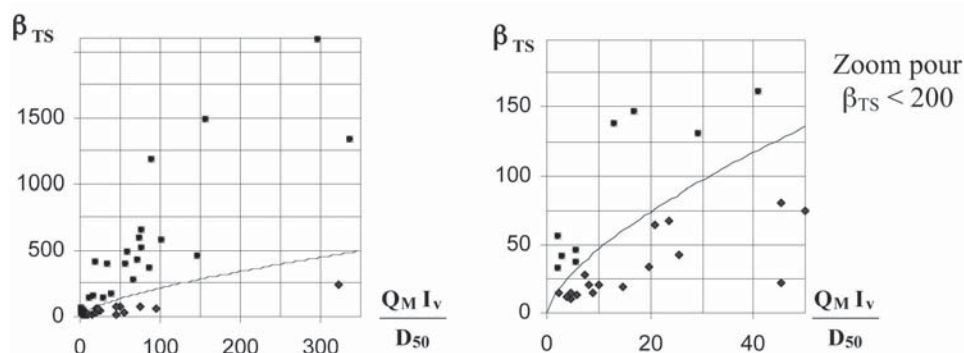


Figure 4 : Classification des rivières rectilignes selon la courbe : $\beta_{TS} = 10 (Q_M I_v / D_{50})^{2/3}$.

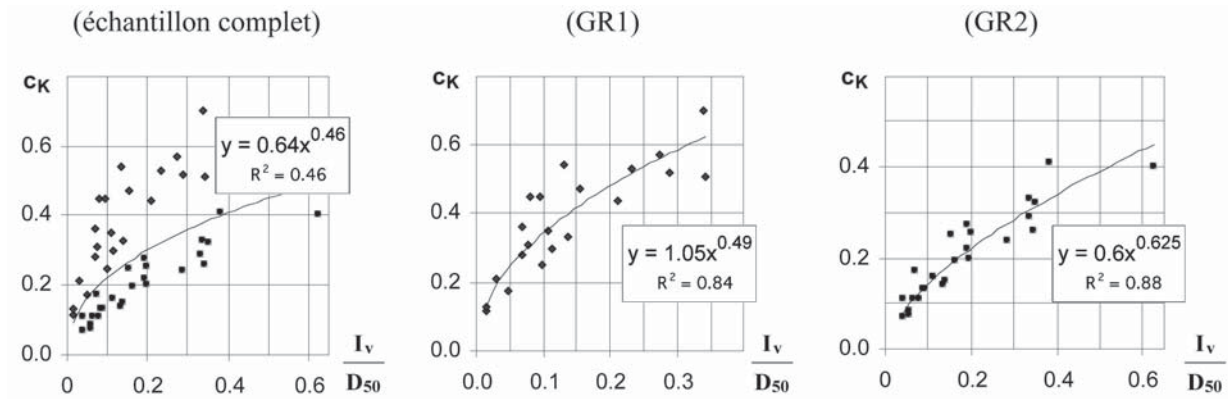


Figure 5 : Tracé de c_K en fonction de (I_v/D_{50}) (échantillon complet) (GR1) (GR2).

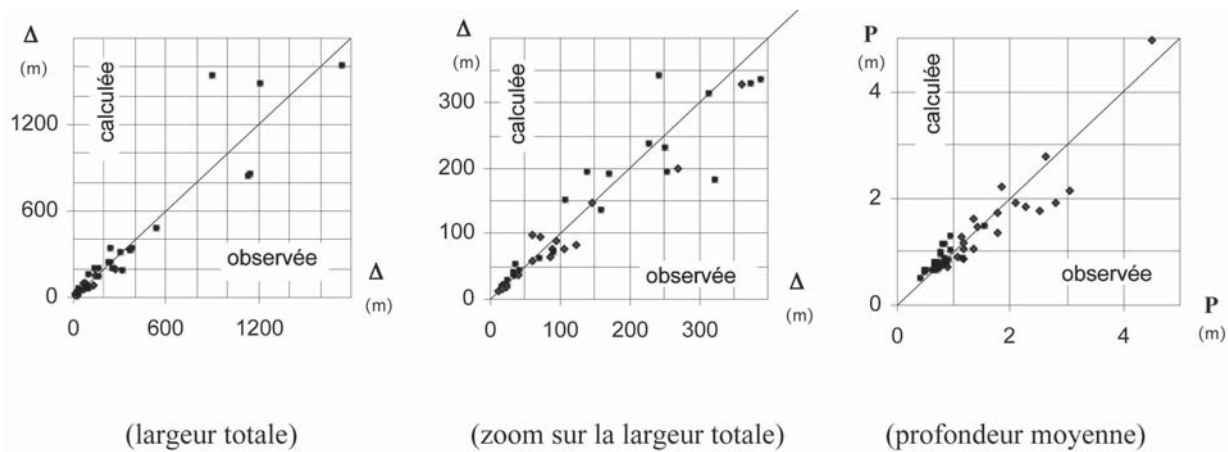


Figure 6 : Résultats du calage de c_K et de K sur P et sur Δ (comparaison entre valeurs calculées et valeurs observées) (largeur totale) (zoom sur la largeur totale) (profondeur moyenne).

améliorée si nous distinguons les deux groupes de rivière GR1 et GR2 séparément.

Dans un deuxième temps, nous remplaçons (dans les équations 13 et 14 modifiées) c_K par son expression en fonction de (I_v/D_{50}) issue des corrélations pour chaque groupe et nous calons K (une valeur unique par groupe) de manière à ce que l'erreur quadratique moyenne induite sur P et sur Δ soit réduite au minimum. Nous obtenons $K = 27$ pour GR1 (erreur de 16 % sur P et de 22 % sur Δ) et $K = 22$ pour GR2 (erreur de 16 % sur P et de 25 % sur Δ).

Les résultats de ce double calage sur P et sur Δ sont reportés en figure 6 ainsi que dans le tableau en annexe. Nous affichons aussi dans le tableau l'indice de bifurcation m , la profondeur moyenne entre bancs H , la largeur cumulée entre bancs L_{creux} et la largeur cumulée des bancs L_{bancs} (calculs selon la procédure du §III.2, partie 1, avec prise en compte des nouveaux coefficients de calage c_p , c_K et K). Nous n'affichons pas β_c qui varie relativement peu (de 13,25 à 15,7) autour d'une valeur moyenne proche de 14,5 pour les 49 tronçons étudiés.

II.2.3 Ecriture sous forme synthétique

Toutes les rivières GR1 étudiées ici (sauf HOOKER) correspondent à $\beta_{TS} < 80$ et la plupart des rivières GR2 correspondent à $\beta_{TS} > 130$. Cette constatation permet de simplifier la fonction en β dans l'équation 13 par $1.5\beta^{0.95}$ pour

GR1 (d'où $\beta_{TS} \approx 3.53Q_M^{0.49}I_v^{0.42}D_{50}^{-0.66}$) et par $9\beta^{0.55}$ pour GR2 (d'où $\beta_{TS} \approx 1.39Q_M^{0.84}I_v^{0.42}D_{50}^{-0.84}$). β_c variant très peu comparativement à β_{TS} , nous en déduisons que l'indice $m = \beta_{TS}/\beta_c$ varie en moyenne comme $(Q_M I_v/D_{50})^{0.5}$ pour GR1 et comme $(Q_M/D_{50})I_v^{0.5}$ pour GR2, ce qui est confirmé graphiquement par la figure 7 dans laquelle nous avons reporté les valeurs de m issues du calcul complet (§II.2.2) en fonction de Q_M/D_{50} fois I_v (pour GR1) ou fois $I_v^{0.5}$ (pour GR2).

Ainsi, nous obtenons : (pour GR1) $m = 0.54(Q_M I_v/D_{50})^{0.5}$ et (pour GR2) $m = 4 + 0.026(Q_M I_v/D_{50})I_v^{-0.5}$. Dans le 1^{er} groupe, m ne dépasse pas 4 voire 6 (sauf pour la rivière atypique HOOKER) mais dans le 2^{ème} groupe, il peut devenir très élevé (125 pour la RAKAIA), ce qui nous incite à nuancer le sens physique de cet indice selon la typologie des lits :

Pour les rivières GR1, il représente seulement le nombre N de bras apparaissant par division de l'écoulement principal autour des bancs longitudinaux qui se forment selon le schéma proposé en figure 11 de la 1^{ère} partie.

Pour les rivières GR2, il représente aussi la succession de réseaux imbriqués les uns dans les autres se développant au niveau de certains bancs longitudinaux par dégénérescence des dépôts selon les schémas proposés par WILLIAMS et RUST (1969) ou par BRISTOW (1987) et reproduits en figure 8. Cette dégénérescence s'explique par la forte variabilité des crues et décrues (caractéristique des rivières à tresses) et l'effet induit sur le balayage latéral et le brassage

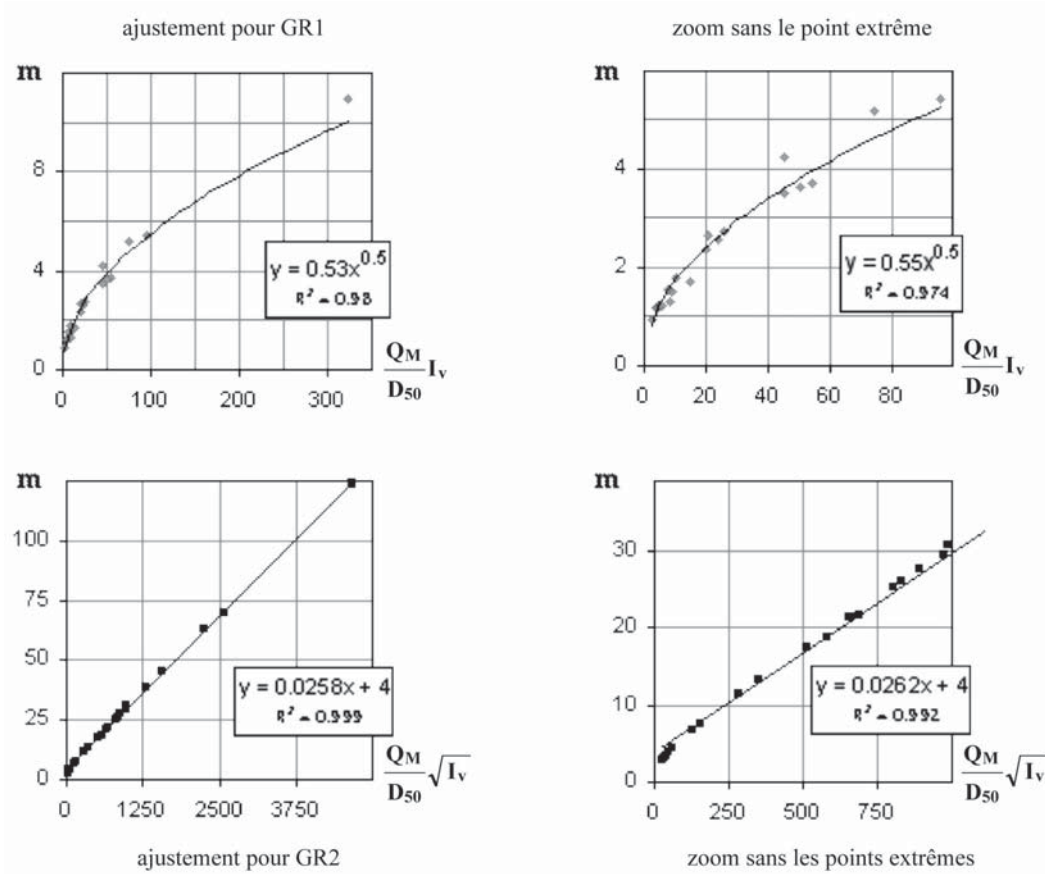


Figure 7 Estimation de l'indice des bifurcations m.

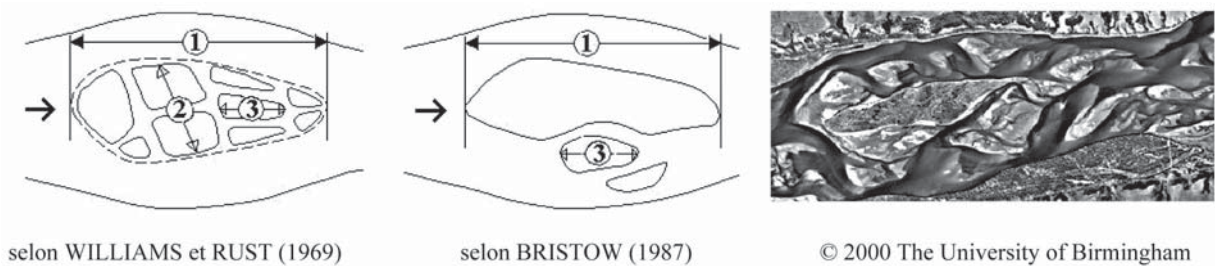


Figure 8 : Décomposition du banc longitudinal principal ① en bancs transversaux dégradés ② et bancs longitudinaux dégradés ③.

granulométrique : le lit devient très large et peu profond avec des berges plus ou moins bien marquées et une hiérarchisation des bras aléatoire. La notion de plein bord et la simplification du processus de bifurcation (1^{ère} partie) sont alors moins pertinentes que pour les rivières GR1. Nous admettons néanmoins que la notion d'équilibre global sur une largeur moyenne représentative de l'ensemble du lit actif reste envisageable et nous cherchons une expression de m cohérente pour les deux groupes de rivières.

Pour cela, nous exprimons d'abord $N = 0.54(Q_M I_V / D_{50})^{0.5}$ dans GR1 (correspondant à une organisation spécifique des bancs principaux longitudinaux) puis (m-N) dans GR2 pour faire apparaître la part correspondant à la dégénérescence des dépôts. Nous obtenons graphiquement (figure 9) la relation $(m-N) = 0.0254(Q_M / D_{50}) I_V^{0.5}$ que nous transfor-

mons en $(m-N) = 0.047[0.54(Q_M I_V / D_{50})^{0.5}](Q_M / D_{50})^{0.5}$ soit $(m-N) = 0.047N(Q_M / D_{50})^{0.5}$ pour en déduire finalement :

$$m = N(1 + 0.047 \sqrt{Q_M / D_{50}}) \text{ pour GR2}$$

Dans la suite de cet article, nous considérons que m est représentatif de la réponse morphologique du fond de vallée aux apports du bassin versant et nous exprimons les caractéristiques géométriques du lit à partir de cet indice. Pour le calcul de P et si $m \geq 1$, nous admettons que le débit partiel (Q_M / m) transite en régime uniforme dans les lits élémentaires (équation 1-bis, §III.1, partie 1, simplifiée : $K \approx 25$ et $\beta_s = \beta_c \approx 14.5$). Si $m < 1$ et selon la plage des valeurs contrôlant le développement des bancs (voir §II.4.2, partie 1), nous distinguons deux sous-cas : $m < 2/3$ (absence totale de bancs) et $2/3 \leq m < 1$ (possibilité d'apparition de

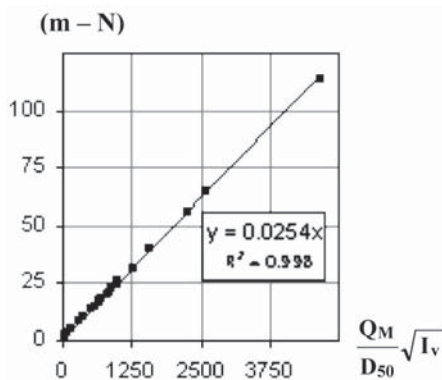


Figure 9 : Estimation de (m-N) dans GR2.

bancs alternés d'autant plus forte que m se rapproche de 1). Dans le 1^{er} sous-cas, la méthode ne s'applique pas. Dans le 2^{ème} sous-cas, nous évaluons $\beta = m \beta_c$, puis nous calculons P au régime uniforme mais par rapport à Q_M et à $\beta < \beta_c$ (en conservant éventuellement l'approximation $K \approx 25$) et enfin nous posons $\Delta = \beta P$. Le cadre ci-dessous résume l'ensemble des formules utilisées :

- Compteur de division autour des bancs principaux :

$$N = 0.54 \sqrt{Q_M I_v / D_{50}}$$

- Indice des bifurcations : (GR1) $m = N$; (GR2) $m = N(1 + 0.047 \sqrt{Q_M / D_{50}})$
- Profondeur moyenne du lit (si $m \geq 1$) : $P = 0.11 (Q_M / m)^{3/8} I_v^{-3/16}$
- Rapport de forme critique des lits élémentaires : $\beta_c = 12.2 (P / D_{50})^{0.053}$
- Rapport de forme de référence (équilibre dynamique) pour tout le lit : $\beta_{TS} = m \beta_c$
- Largeur active totale : $\Delta = \beta_{TS} P$

Les erreurs quadratiques moyennes induites par cette écriture plus synthétique des formules sont presque identiques à celles obtenues avec les formules issues du calcul complet (§II.2.2) : 18 % sur P et 23.5 % sur Δ pour GR1, 17.5 % sur P et 26 % sur Δ pour GR2.

● II.3 Réflexions sur le calage des formules théoriques

En ce qui concerne l'étude du gabarit moyen rapporté à Δ et à P dans toute la section, le nombre et la variété des rivières sélectionnées sont suffisants et les résultats globalement satisfaisants. Le problème est plus délicat pour le calage intra-lit qui n'a été possible que très succinctement et à partir d'un seul cours d'eau. Nous avons néanmoins établi une relation directe entre l'indice m des bifurcations et le paramètre $Q_M I_v / D_{50}$, c'est-à-dire le rapport entre la puissance du cours d'eau ($\sim Q_M I_v$) et la résistance opposée par le substrat ($\sim D_{50}$).

La classification que nous proposons à partir de ce paramètre est limitée aux rivières à gravier, à peu près rectilignes, à bancs ou à tresses, et la méthode présentée suppose que ces formes graveleuses (éventuellement parsemées de quelques végétaux temporaires) sont submergées par la ligne

d'eau à plein bord et fréquemment mobilisées. Elle ne s'applique pas aux rivières dites *anabranching* ou *anastomosing* (terminologie anglo-saxonne) et ne permet pas d'étudier l'évolution des îles et des îlots émergeant (engraissés par les fines et colonisés par une végétation permanente) entre lesquels les bras secondaires s'incisent avec une certaine pérennité. Dans ces conditions, notre distinction entre rivière à bancs et rivière à tresses, mise en évidence ici par l'analyse des données, correspond à la distinction que font les anglosaxons entre *wandering and braiding rivers*. Elle explique le fait que, pour une même puissance relative $Q_M I_v / D_{50}$, le rapport de forme β_{TS} peut être très différent selon le type GR1 ou GR2. Nous pensons que la résistance des berges joue un rôle déterminant dans les processus mis en jeu mais nous n'avons pas les informations nécessaires à sa quantification.

III ■ APPLICATION : PRÉDICTION À LONG TERME DES ACTIONS ANTHROPIQUES

Nous supposons que le lit des rivières s'ajuste en moyenne pour le débit Q_M transitant à plein bord entre les berges, ce qui revient à admettre que le remodelage des formes correspondant à ce débit permanent est représentatif de l'effet cumulé de toutes les crues qui se succèdent sur une période donnée. En particulier, nous admettons que les impacts morphologiques d'événements rares sont rapidement effacés par l'effet de persistance des crues fréquentes. WOLMAN (1960) confirme ce phénomène lié à la fois à l'intensité du transport solide et à sa durée en définissant un débit effectif pour lequel le produit « capacité de transport x durée » est maximum sur le long terme. ANDREWS (1995) montre l'égalité entre débit de plein bord et débit effectif qu'il identifie à un même débit dominant supposé morphogène, c'est-à-dire formatif pour le lit. Enfin, de nombreux auteurs (ALBERT 1992) assimilent le débit dominant au débit de fréquence annuelle voire biennale et c'est ce résultat que nous retiendrons dans les deux exemples suivants.

● III.1 Effets morphologiques à l'aval d'un barrage

En ce qui concerne les apports liquides, nous constatons que les barrages n'influencent pas toujours les valeurs moyennes des débits et pratiquement jamais les très fortes crues. Par contre, ils réduisent systématiquement les crues assez fréquentes (celles supposées façonner le lit). En ce qui concerne les apports solides, nous constatons que la partie fine et sableuse n'est pas forcément très affectée par les ouvrages de dérivation-restitution. Par contre, la partie graveleuse est presque toujours piégée. Les processus qui s'en suivent sont relativement complexes et nécessitent de distinguer court ou moyen terme et long terme. Dès les premières années suivant la construction du barrage, la dynamique des bancs s'épuise par manque d'apport en matériaux grossiers et l'excès relatif de fines (modifiant la texture des berges et des îles et favorisant la végétation rivulaire) contribue à fixer les formes qui vieillissent sur place. Le lit devient plus étroit, plus profond avec une tendance à sinuer entre ses anciens dépôts. Puis au fur et à mesure du passage des événements morphogènes, les particules fines et sableuses sont décapées et évacuées pendant que le lit puise sur son propre fond jusqu'à faire apparaître une armure limitant l'incision. Au bout de plusieurs décennies, voire quelques siècles, la

rivière s'est adaptée à ses nouveaux apports liquides et solides. Nous retenons de cette analyse que, sur le long terme, les principaux changements morphologiques à l'aval d'un barrage sont dus à une réduction de Q_M et éventuellement une augmentation de D_{50} . Si nous admettons que la pente à plein bord reste proche de celle de la vallée (cas des rivières rectilignes ou endiguées), alors nous pouvons ramener ce double effet à une diminution du rapport ($Q_M I_v / D_{50}$) et donc de l'indice m . C'est ce que nous testons dans l'exemple ci-dessous.

Application à la rivière Piave (Italie) :

SURIAN (1999, 2002) propose une description des changements morphologiques consécutifs à la construction de plusieurs barrages hydroélectriques (entre 1930 et 1960) sur la rivière Piave. Dans le secteur étudié (110 km entre Longarone et Ponte di Piave), la rivière est plus ou moins rectiligne le long d'une pente moyenne de la vallée I_v d'environ 4.5 ‰. Son lit est large, tressé et graveleux : D_{50} varie entre 1.3 et 8.3 cm avec une valeur moyenne proche de 3 cm. Les relevés historiques donnent une largeur Δ égale à **500 m** (en moyenne) entre 1928 et 1959, alors qu'en 1991 elle n'est plus que de **225 m** pour un indice de tressage divisé par 2. Le débit de plein bord n'est pas évalué mais les informa-

tions hydrologiques fournies permettent d'estimer le débit de pointe moyen de la crue annuelle à 567 m³/s entre 1928-1959 et à seulement 341 m³/s entre 1991-1995 aux stations de Segusino et Fener situées à mi-parcours du secteur d'étude, dans une zone affectée par les ouvrages de régulation. Bien que la durée d'observation entre 1991-1995 soit trop courte d'un point de vue statistique, ces valeurs sont indicatives du degré de réduction (40 %) induit par les aménagements hydroélectriques sur le débit formatif. De même un armurage significatif du fond est relevé à l'aval des barrages, ce qui nous permet de supposer que la granulométrie actuelle des graviers est plus grossière que celle des années 50 à cause de l'avancée du front d'érosion progressive. Nous n'avons pas de données historiques pour évaluer un tel effet, néanmoins l'analyse de l'évolution du D_{50} le long des 110 km de rivière fait apparaître une augmentation systématique d'environ 20 % de ce diamètre à l'aval de chaque ouvrage. Il s'agit d'un ordre de grandeur d'autant plus approximatif que d'autres facteurs influencent la variation de D_{50} (par exemple les apports solides des nombreux affluents). Nous retenons néanmoins cette valeur en supposant que le D_{50} des années 50 était sans doute proche de 2.5 cm.

L'application des formules synthétiques (§II.2.3) avec ces données est résumée dans le cadre ci-dessous :

période	I_v	Q_M	D_{50}	N	m (GR2)	P	β_c	β_{TS}	Δ
1928-59	4.5 ‰	567 m ³ /s	2.5 cm	5.45	44	0.79 m	14.6	645	510 m
1991-95		341 m ³ /s	3 cm	3.86	23.2	0.83 m	14.5	337	280 m

Le résultat est satisfaisant pour la période 1928-59 et surestime la largeur mesurée en 1991. D'après SURIAN (2003), l'état 1991 correspond au rétrécissement maximum du lit, la rivière s'étant élargie puis stabilisée autour de $\Delta = 275$ m entre 1991-2000. Notre estimation se rapproche donc de cette dernière valeur qui peut être assimilée à l'état final à long terme.

● III.2 Largeur des cours d'eau endigués

Nous exploitons ici les données suisses fournies par UEHLINGER (2000) sur un tronçon de 17 km le long de la rivière Thur (pente moyenne 1.7 ‰), situé à 10 km amont de sa confluence avec le Rhin. L'analyse du transport solide identifie un premier débit seuil de mise en mouvement à 150 m³/s, le dépavage et la déformation du fond n'apparaissant qu'à partir de 350 m³/s pour un diamètre médian D_{50} représentatif des graviers voisin de 4 cm. Le débit de fréquence annuelle (supposé ici morphogène) est estimé à 400 m³/s et nous utilisons cette valeur pour Q_M . A partir de

ces données, nous appliquons les formules synthétiques du §II.2.3 selon 4 hypothèses :

- absence totale de bancs (lit plat si $m < 2/3$),
- formation de bancs alternés (optimale si $m = 1$),
- équilibre dynamique avec bancs (GR1),
- équilibre dynamique et tressage (GR2).

La valeur de m est imposée pour les 2 premières hypothèses ; elle est calculée pour les 2 suivantes.

Les résultats obtenus (résumés dans le cadre en bas de page) sont comparables aux étapes d'aménagement successives de ce tronçon :

Pendant plus de 100 ans, la Thur est endiguée dans un corridor continu de **40 à 50 m** de large, pour une profondeur moyenne d'environ **4 m**. Au fur et à mesure des dégâts occasionnés par les fortes crues, les digues sont réparées et renforcées, le lit s'incise progressivement et devient uniformément plat à partir de 1960. En 1992, la loi fédérale suisse (GSchG 1991) imposant la préservation d'un « espace de liberté » autour des cours d'eau est approuvée. Depuis, les élargissements locaux consécutifs à des ruptures de digue laissées en état ou tout simplement programmées se sont

I_v	Q_M	D_{50}	Hypothèse	N	m	P	β_c	β ou β_{TS}	Δ
1.7 ‰	400 m ³ /s	4 cm	absence totale de bancs	2.2	< 0.666	> 4.08 m	-	< 10.3	< 42 m
			bancs alternés possibles		= 1	3.44 m	15.4	15.4	53 m
			équilibre dynamique GR1		2.2	2.55 m	15.2	33.8	86 m
			équilibre dynamique GR2		12.7	1.32 m	14.7	186	246 m

multipliés, entraînant à la fois une stabilisation de la pente et une réapparition de bancs favorables à la biodiversité. Dans le tronçon étudié, un élargissement de **81 m** est apparu après la crue de 1996, des bancs de gravier se sont formés et la profondeur moyenne s'est stabilisée autour de **3 m**. L'évolution à long terme de ces phénomènes locaux successifs n'est pas facilement prévisible, SCHWEIZER (2004) propose néanmoins un modèle probabiliste qu'il applique sur un tronçon de la THUR assez proche de celui-ci et il montre que, si la tendance future est le tressage et sous réserve d'un apport suffisant en matériaux grossiers, alors la largeur atteinte sera de **200 m**, pour une profondeur moyenne de **1.2 m**.

IV ■ CONCLUSION

A partir d'une approche théorique très simplifiée, basée sur l'analyse des processus morphologiques des rivières de piémont, nous avons identifié un indice synthétique m caractéristique de la puissance du cours d'eau relative à sa charge granulométrique et explicatif de la dynamique des bancs et des tresses. L'application de la méthode pour prédire les effets à long terme des aménagements (régulation et endiguements) est satisfaisante.

La définition théorique de l'indice m est liée au degré de division des petits lits entre les bancs mais aussi à l'intensité du balayage latéral pendant le transport solide. Dans le cas des rivières à tresses, il serait intéressant de chercher une relation entre cet indice, issu de notre théorie simplifiée, et les nombreux index de tressage, issus d'approches plus descriptives, proposés dans la littérature.

De même, il serait utile de réaliser de nouvelles campagnes de mesures sur les bancs se formant en rivière de piémont afin de mieux préciser le coefficient c_j qui contrôle la profondeur entre bancs, le rapport de forme critique et la largeur active du lit.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERT, M.B. (1992). « Equilibre morphologique et débit de plein bord ». *S.H.F.*, 22^{es} journées de l'hydraulique – l'avenir de l'eau, Paris, 15-17 septembre 1992, 10 p.
- ANDREWS, E.D. and NANKERVIS, J.M. (1995). « Effective discharge and the design of channel maintenance flows for gravel-bed rivers ». *Natural and Anthropogenic influences in Fluvial Geomorphology, Geophysical Monograph*, 89, pp. 151-164
- BRISTOW, C.S. (1987) « Brahmaputra River : Channel migration and deposition », in *Recent developments in fluvial sedimentology*, GCSSEPM Special Publications, 39, pp. 63-74
- CARLING, P.A. and HARRIET G.O. (2000). « Morphology of riffle-pool sequences in the river Severn, England ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, pp. 369-384
- LANE, E.W. (1955). « The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering ». *American Society of Civil Engineers*, Vol. 81, pp. 1-17
- LANZONI, S. (2000). « Experiments on bar formation in a straight flume : 1. Uniform sediment. 2. Graded sediment ». *Water Resources Research*. Vol. 36. N°11. pp. 3337-3349 et pp. 3351-3363
- RADECKI-PAWLIK, A. (2002). « The velocity reversal hypothesis – Implications for a mountainous stream bed morphology ». *EJPAU*, Environmental Development, Volume 5, Issue 2, pp. 1-13
- SCHWEIZER, S., BORSUK M.E. and REICHERT P. (2004). « Predicting the hydraulic and morphological consequences of river rehabilitation ». *iEMSs, International Environmental Modelling and Software Society conference*, Osnabrück, Germany, 6 p.
- SURIAN, N. (1999). « Channel changes due to river regulation : The case of the Piave river, Italy ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, pp. 1135-1151
- SURIAN, N. (2002). « Downstream variation in grain size along an Alpine river : Analysis of controls and processes ». *Geomorphology*, 43, pp. 137-149
- SURIAN, N. and RINALDI M. (2003). « Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy ». *Geomorphology*, 50, pp. 307-326
- UEHLINGER, U. (2000). « Resistance and resilience of ecosystem metabolism in a flood-prone river system ». *Freshwater Biology*, 45, pp. 319-332
- VAN DEN BERG, J.H. (1995). « Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers ». *Geomorphology*, 12, pp. 259-279
- WILCOCK, P.R. (2001). « Toward a practical method for estimating sediment-transport rates in gravel-bed rivers ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 1395-1408
- WILLIAMS, P.F. and RUST, B.R. (1969). « The sedimentology of a braided river ». *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, pp. 649-679
- WOLMAN, M.G. and MILLER, J.P. (1960). « Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes ». *Journal of Geology*, 68, pp. 54-74

ANNEXE : TABLEAU DES DONNÉES ET RÉSULTATS DU CALCUL PROPOSÉ AU §II.2.2

Cours d'eau sélectionnés $\sigma < 1.1$ et $D_{50} > 1.5$ cm			Données mesurées (VAN DEN BERG, 1995)						Résultats du calcul du §II.2.2						
			Q_M (m ³ /s)	D_{50} (cm)	I_v (‰)	Fonct	β_{TS}	Δ (m)	P (m)	P (m)	Δ (m)	m	H (m)	Lcreux (m)	Lbancs (m)
Rivières à Bancs	Trent	S	2.7	3.3	2.3	3	8	5	0.65	0.78	4.0	0.4	0.62	4.0	0
	ceirog1	S	66	7.1	4.94	28	10	18	1.79	1.34	23.0	1.2	1.10	7.2	15.8
	Derwert	S	140	6.3	1.79	25	11	34	3.06	2.14	37.3	1.2	1.65	11.6	25.6
	Rookhope	S	36.5	8.9	13.7	32	13	14	1.06	0.89	15.1	1.2	0.78	4.7	10.4
	ceirog2	S	66	8.2	10.82	42	14	19	1.36	1.06	22.5	1.5	0.91	7.0	15.5
	Usk	S	157	7.2	0.97	17	15	39	2.64	2.76	37.6	0.9	2.10	37.6	0.0
	waihopai2	S	13.7	2.03	1.33	9	15	14.6	0.97	1.13	12.7	0.7	0.83	12.7	0.0
	Ribbie	S	20	6.1	14.22	28	15	11.5	0.75	0.71	11.8	1.2	0.61	3.7	8.1
	Fraser	S	69.3	13.44	28.3	60	19	21.7	1.16	0.87	20.3	1.7	0.80	6.3	13.9
	buller3	S	70.9	18.87	21.47	40	20	23.3	1.17	1.04	18.0	1.3	0.97	5.6	12.4
	riwaka	S	30.6	8.04	1.16	6	20	18.5	0.92	1.94	13.2	0.5	1.55	13.2	0.0
	taylor	S	29.4	3.73	12.65	46	20	18.2	0.89	0.71	18.0	1.8	0.58	5.6	12.4
	waihopai1	S	559	6.76	5.46	127	21	60.2	2.81	1.91	97.7	3.5	1.50	30.5	67.2
	stanley	S	21.9	3.97	13.54	38	28	17.6	0.63	0.67	14.6	1.5	0.55	4.6	10.0
	Lleddam	B	562	7.99	7.67	143	29	72.7	2.53	1.77	94.0	3.7	1.43	29.4	64.7
	buller 2	S	257	6.27	4.8	73	34	60	1.78	1.71	58.4	2.3	1.35	18.2	40.1
	wairoa 2	S	372	5.81	4	87	43	89.4	2.09	1.91	76.4	2.7	1.48	23.9	52.5
	maruia	S	214	3.6	3.49	76	64	87.4	1.36	1.60	63.4	2.7	1.20	19.8	43.6
	athabasca	B	878	6	6.49	208	65	146	2.26	1.85	146.8	5.4	1.44	45.9	100.9
	grey	B	486	7	3.41	82	67	124	1.86	2.23	83.8	2.6	1.73	26.2	57.6
wairau 1	S	364	6.63	9.09	136	74	106	1.43	1.47	76.5	3.6	1.18	23.9	52.6	
buller 1	S	3112	4.28	0.62	127	80	361	4.51	4.95	328.9	4.2	3.35	102.8	226.1	
maerewhenna	B	271	3.13	8.54	176	80	93.8	1.17	1.15	87.8	5.2	0.88	27.4	60.4	
hooker	S	1112	6.72	19.47	470	239	270	1.13	1.27	199.2	11.0	1.04	62.3	137.0	
Rivières à Terres	Gowan	S	81.9	13.16	9.48	32	32	37.3	1.17	0.85	50.8	4.4	0.78	15.9	35.0
	glen	S	25	6.3	5.46	17	32	25	0.78	0.70	28.5	2.9	0.61	8.9	19.6
	crystal	S	49	9.8	6.21	21	41	34.1	0.84	0.83	39.3	3.4	0.74	12.3	27.0
	pipestone	B	52.4	14.5	16.5	33	46	35	0.76	0.69	35.4	3.9	0.65	11.1	24.3
	bow	S	53.8	8.9	3.54	17	56	43.9	0.79	0.98	43.9	3.2	0.85	13.7	30.2
	ohau	B	189	4.49	6.96	95	130	109	0.84	0.80	150.0	13.2	0.66	46.9	103.1
	clarence	S	98.2	7.88	10.55	56	138	90.8	0.66	0.76	70.3	6.8	0.66	22.0	48.4
	irishman	S	59.7	4.08	11.66	66	146	73	0.5	0.58	62.3	7.6	0.49	19.5	42.8
	opihi	B	214	3.31	6.34	119	161	140	0.87	0.76	192.4	17.5	0.61	60.1	132.3
	opuha	B	197	3.07	10.4	165	271	171	0.63	0.63	191.6	21.3	0.51	59.9	131.7
	otematata	B	385	3.41	13.08	279	339	244	0.72	0.62	339.4	38.4	0.51	106.1	233.4
	wairau 2	B	248	3.11	10.92	196	358	229	0.64	0.63	234.8	26.1	0.51	73.4	161.4
	otekaieke	B	93.2	1.63	10.2	150	386	162	0.42	0.49	136.2	18.8	0.39	42.6	93.6
	ahaura	S	388	2.92	2.68	108	395	375	0.95	1.03	327.6	21.7	0.79	102.4	225.2
	inangahua	B	347	8.7	5.03	74	405	324	0.8	1.14	181.5	11.4	0.97	56.7	124.8
	hurunui	B	381	3.53	6.8	175	427	316	0.74	0.79	312.5	27.5	0.64	97.6	214.8
	orari	B	175	2.41	8.3	154	490	255	0.52	0.62	192.3	21.2	0.49	60.1	132.2
	ahuri	B	228	2.69	9	180	514	252	0.49	0.64	231.6	25.1	0.51	72.4	159.2
	haast	B	2576	4	1.6	220	580	910	1.57	1.48	1527.6	69.9	1.13	477.4	1050.2
	hakataramea	B	377	2.99	5.93	177	582	390	0.67	0.78	334.5	29.4	0.62	104.5	229.9
hokitika	B	975	7.72	6.08	181	644	541	0.84	1.11	479.7	30.8	0.94	149.9	329.8	
wairoa 1	B	1536	5.5	3.2	200	1172	1137	0.97	1.27	833.6	45.7	1.02	260.5	573.1	
waimakiriri	S	1686	2.6	5.2	484	1327	1221	0.92	0.82	1484.5	123.8	0.64	463.9	1020.6	
waiarau-uha	B	1149	3.55	4.9	293	1482	1156	0.78	0.93	847.4	63.0	0.73	264.8	582.6	
rakaia	B	1813	2.46	4.04	446	2087	1753	0.84	0.88	1601.6	123.2	0.68	500.5	1101.1	

— Nous notons *Fonct* la fonction : $10(Q_M I_v / D_{50})^{2/3}$.

— Trois rivières (repérées en grisé) sont classées en GR1 bien que $\beta_{TS} > Fonct$: ce sont des rivières à faible énergie relative ($Fonct < 10$) et telles que $m < 2/3$ (absence de bancs). Elles ne sont pas utilisées pour les ajustements de la figure 7.