

L'UTILISATION DES FORCES TRACTRICES EN RIVIERES NATURELLES

F. Petit*

SAMENVATTING : HET GEBRUIK VAN DE SCHUIFSPANNING (SHEAR STRESS) BIJ DE STUDIE VAN NATUURLIJKE RIVIEREN

De schuifspanning (shear stress) is aktueel een belangrijke maatstaf bij de studie van de beweging en het debiet van de bodemlast in de stroombedding van natuurlijke rivieren en algemeen bij de studie van de veranderingen in de stroombedding. De totale schuifspanning (τ), gebaseerd op de energiegradiëntlijn en de hydraulische radius, is opgebouwd uit twee componenten : enerzijds de schuifspanning die het gevolg is van de weerstand van de korrels (τ' , grain shear stress) - enkel deze is verantwoordelijk voor het in beweging zetten en het transport van de sedimenten - en anderzijds deze die het gevolg is van de weerstand van de vorm van de bedding (τ'' , bedform shear stress). Het onderscheiden van deze twee componenten is onontbeerlijk, vooral wanneer men de schuifspanning wil toepassen bij de studie van kleine rivieren met een uitgesproken meanderend karakter. Talrijke experimenten in stroomgoten hebben aangetoond dat de vergelijkingen, die een scheiding tussen beide componenten mogelijk maken, betrouwbaar zijn. Er zijn echter gevallen waar de berekende waarde van τ' te laag is om bodemlastbeweging en -transport toe te laten en waar deze nochtans wel plaatsgrijpt, zoals vastgesteld werd door het gebruik van gemarkeerde elementen en sedimentvallen. In dergelijke gevallen geeft de schuifspanning, berekend op basis van de mobilisatiesnelheid (u_* , shear velocity), betere resultaten. De mobilisatiesnelheid werd dan wel berekend met een ruwheidsparameter (y_0 , roughness parameter) die herbepaald werd rekening houdend met de beddingskarakteristieken. Bij al deze bepalingen blijven er echter problemen bestaan die vooral te maken hebben met plotselinge veranderingen in de schuifspanning en met het verdelingspatroon van de schuif-

* Laboratoire de Géographie Physique, Université de Liège, Place du 20-Août, 7 - 4000 Liège.

spanning in functie van de organisatie van sekundaire stromingen. Ook moet er, algemeen gezien, bij grove bodemlasten, die uit grind en blokken bestaan, meer gedetailleerd onderzoek gedaan worden om een inzicht te krijgen in de kritische waarden van de schuifspanning, die in dit geval afhangen van de schikking van het grove materiaal in het stroombed en van zijn heterogeniteit.

ABSTRACT : THE USE OF SHEAR STRESS IN STUDIES OF NATURAL RIVERS

Shear stress is now a predominant criterion used in natural streams in order to predict bed-load motion, to estimate bed-load discharge and, more generally, to explain bed modifications. In fact, total shear stress (τ) based on energy grade line and hydraulic radius, is the sum of two components : grain shear stress (τ') which is alone responsible for the motion and the transport of the sediments, and bedform shear stress (τ''). Separating these two components is required, mainly when the concept of shear stress is used in small streams where the meandration is important. Experiments conducted in flume show that the equations allowing to separate the two components of the total shear stress are appropriate. However, grain shear stress values evaluated by these equations are sometimes too small and could not explain bed load motion and transport, which are actually observed thanks to marked pebbles and sediment trap. In these cases, shear stress evaluated from shear velocity (u_*) - but using a roughness parameter (y_o) redefined as a function of bed characteristics - provides better results. But some inaccuracies remain and it seems required to analyse instantaneous shear stresses and bed shear stress distribution in relation with secondary flow organisation. Generally, for gravel and pebble beds, it is necessary to have more details about critical shear stresses, mainly as a function of bed-material disposition.

Keywords

Gravel-bed river, bedload transport, critical shear stress, Shields dimensionless parameter, shear velocity, Manning roughness, secondary circulation

INTRODUCTION

La force tractrice est considérée à l'heure actuelle comme le critère le plus fiable quant à la mise en mouvement de la charge de fond des rivières et est d'ailleurs à la base des équations qui permettent l'évaluation la plus correcte du transport solide de cette charge de fond (BAGNOLD, 1977). Cette notion intervient également dans un cadre géomorphologique plus général, spécialement pour l'explication du façonnement des lits fluviatiles en milieu naturel. Toutefois, dans les conditions techniques actuelles, il est impossible de mesurer directement la force tractrice en milieu naturel et c'est donc de façon indirecte, par différentes approches, qu'elle peut être évaluée. L'application de cette notion au milieu naturel pose cependant un certain nombre de problèmes, spécialement lorsqu'il s'agit de charge caillouteuse. Tout d'abord parce que les valeurs des forces tractrices critiques - c'est-à-dire les forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement des particules d'un diamètre donné - ne sont pas toujours adaptées étant donné qu'il existe des phénomènes propres au matériel caillouteux (phénomènes d'imbrication, de saillie relative, de résistance due à la forme des éléments et à leur assemblage). Par ailleurs il subsiste des problèmes quant à l'évaluation de la grain shear stress (la seule qui doit être prise en considération pour le transport des sédiments) en rivières naturelles, spécialement lorsque les formes du lit y sont développées ainsi que la méandration.

1. EVALUATION DE LA FORCE TRACTRICE: EQUATIONS GENERALES ET EXPERIENCES EN FLUME

La force tractrice - ou encore force du courant - telle que définie primitivement par DU BOYS (qui en fait a la dimension d'une pression exprimée en kgf.m^{-2} ou en N.m^{-2}), a finalement été reconnue comme la tension tangentielle à la paroi de la mécanique des fluides modernes (LARRAS, 1972, 1977).

L'équation de la force tractrice établie par démonstration mathématique se présente comme suit:

$$\tau = g\rho RS \quad [1]$$

où τ est la force tractrice unitaire, ρ la masse volumique du fluide, g l'accélération due à la pesanteur, R le rayon hydraulique et S la pente de la ligne d'énergie. Cette dernière est calculée à partir de la pente longitudinale du plan d'eau et de la variation longitudinale du terme

$$\alpha V^2/2g$$

où V représente la vitesse moyenne du courant, g l'accélération due à la pesanteur et α un coefficient généralement égal à 1 (CARLIER, 1972).

D'autre part, il est possible d'évaluer la force tractrice par une approche différente, **basée sur les vitesses de frottement**. La vitesse de frottement (u_*), qui est une mesure de l'effet de cisaillement sur le fond, est définie par la relation suivante qui la lie à τ , tension tangentielle à la paroi ou force tractrice (LELIAVSKY, 1961):

$$u_* = \sqrt{\tau/\rho} \quad [2]$$

La vitesse de frottement peut être déterminée à partir de la distribution des vitesses en fonction de la profondeur qui obéit à une distribution logarithmique:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{y_0} \quad [3]$$

où y est la distance à partir du fond où la vitesse u a été mesurée, κ la constante de VON KARMAN (égale à 0,4) et y_0 un paramètre de rugosité.

Les expériences bien connues de Nikuradse ont montré que la hauteur de rugosité y_0 est égale à $k_s/30$ (où k_s représente le sand roughness parameter de NIKURADSE) dans le cas de lits immobiles et plats, avec $k_s = D$ (où D représente le diamètre des grains formant le lit). Mais cette relation $k_s = D$ est remise en question lorsque l'on se trouve en présence de matériel caillouteux, du fait que l'on s'écarte alors des conditions initiales des expériences de Nikuradse réalisées avec un matériel saleux.

Le paramètre de rugosité y_0 peut en effet être déterminé en appliquant la "loi de la paroi", loi qui est basée sur la distribution logarithmique des vitesses en fonction de la profondeur. Dans cette approche, la valeur de y_0 peut être obtenue notamment par procédé graphique; elle équivaut alors à la hauteur au-dessus de la surface de référence où la droite des vitesses recoupe l'axe des y . La validité de la distribution logarithmique des vitesses ne se vérifie cependant que juste à proximité du fond, à moins de 0,2 fois la profondeur totale (PERRY & JOUBERT, 1963; LYLES & WOODRUFF, 1972; BATHURST, 1982). La valeur de y_0 - et donc l'allure du gradient de vitesse à proximité du fond - dépend de la seule rugosité du fond (qui est elle-même dépendante du diamètre des grains) et reste constante quelles que soient les valeurs des débits ou des conditions d'écoulement.

Sur base d'expériences menées en flume, KAMPHUIS (1974), a par ailleurs proposé la relation $k_s = 2D_{90}$ (où D_{90} représente le diamètre pour lequel, sur une courbe cumulative, 90 % du matériel est plus petit ou égal à cette dimension). Tandis que MELAND et NORRMAN (1966), toujours en flume, proposent une relation qui lie directement le log de y_0 avec le log de k_s (avec $k_s = D$):

$$\log y_0 = 1,95 \log k_s - 0,94$$

Ceci pour des sphères dont le diamètre est compris entre 0,21 cm et 0,78 cm.

A partir de mesures effectuées dans un chenal de marée à fond graveleux, HAMMOND *et al.* (1984), ont suggéré la relation $y_0 = 0,2 D$, ce qui donne des valeurs très proches de celles obtenues en utilisant la relation recommandée par HEY (1979) pour des lits graveleux: $k_s = 6,8 D_{50}$. Par ailleurs l'application de la loi de la paroi dans différents sites d'une rivière ardennaise à fond caillouteux (La Rulles) nous a permis de dégager une relation qui donne finalement des résultats fort comparables à ceux obtenus par la relation de HEY (PETIT, 1990a). Les différentes relations proposées pour des lits graveleux et caillouteux fournissent des valeurs nettement plus élevées que celles déduites de la relation de Nikuradse. Mais il existe également des divergences entre cette relation et les valeurs de rugosité des lits sableux lorsqu'il s'y développent des dunes ou des ripples du fait que, comme l'ont montré BRIDGE & JARVIS (1982), la rugosité du lit est alors contrôlée beaucoup plus par la taille des micro-formes du fond que par la dimension du matériel. D'ailleurs plusieurs relations qui lient directement le paramètre de rugosité y_0 aux caractéristiques morphométriques des ripples (hauteur et longueur d'onde) ont été proposées notamment par JONSSON (1967), SWART (*in* DAVIES, 1985) et DYER (1980).

La bonne adéquation entre les forces tractrices évaluées à partir des deux approches exposées ci-dessus, pente d'énergie et rayon hydraulique d'une part (équation 1), vitesses de frottement d'autre part (équation 2), se vérifie en flume rectiligne à fond plat, c'est-à-dire en l'absence de différenciation des formes du lit telles que seuils et mouilles. Mais, comme nous le verrons ci-dessus, cette adéquation ne se vérifie plus que partiellement dans certaines conditions et notamment en rivière naturelle.

Les travaux initiaux de EINSTEIN et BARBAROSA (1952) ont montré que la force tractrice évaluée par l'équation [1] représente en fait une force tractrice totale qui doit être séparée en **deux composantes**:

- (1) la première, une force tractrice due à la résistance des particules (grain shear stress, τ') qui serait observée si le lit était plat, et qui est la seule responsable du transport de la charge de fond;
- (2) et d'une force tractrice supplémentaire (bed form shear stress τ'') due à la résistance provoquée par les irrégularités du chenal et des berges, c'est-à-dire des formes du lit (BOGARDI, 1974).

De telle sorte que l'on peut écrire: $\tau = \tau' + \tau''$ [5]

Cette distinction semble acceptée à l'heure actuelle, non seulement dans le cas d'écoulement fluvial, tant en flume (SINGHAL *et al.*, 1980) qu'en rivière naturelle (CARLING, 1983; ROBERT, 1990) mais

aussi dans le cas de ruissellement superficiel sur des surfaces irrégulières (GOVERS & RAUWS, 1986). Différentes méthodes ont été proposées et testées afin de séparer les deux composantes de la force tractrice. L'une des plus simples est, en fait, une procédure dérivée de l'équation de Meyer-Peter et Müller, basée sur les différences du coefficient de rugosité de Manning (RICHARDS, 1982; CARSON, 1987). Dans cette procédure, on attribue à la force tractrice totale (τ), un facteur de correction K qui permet de connaître la force tractrice due à la seule résistance des grains (τ'): $\tau K^{3/2} = \tau'$ [6] où K représente la relation n'/n_o où n_o est la rugosité totale dans la formule de Manning

$$n_o = \frac{Rh^{2/3} s^{1/2}}{V} \quad [6.1]$$

et n' le coefficient qui, dans la formule de Manning, est celui qui représente la seule résistance des grains et qui peut être obtenu grâce à la formule de Strickler dont une des formes se présente comme suit $n' = 0,048 D_{50}^{1/6}$ [6.2] (RICHARDS, 1982) (où D_{50} est le diamètre médian du matériel constituant le lit, exprimé en m).

D'autres approches faisant finalement appel aux mêmes paramètres que ceux intervenant dans la formule de Manning (pente, vitesse, rayon hydraulique, diamètre du matériel constituant le lit), ont été testées en flume à fond sableux d'une part (SINGHAL *et al.*, 1980) et en flume à fond caillouteux d'autre part (PETIT, 1989a).

Il ressort de ces expériences que, dans un flume rectiligne à fond plat, sans modification des forme du lit - que ce soit dans un lit sableux ou dans un lit caillouteux - il y a égalité entre la force tractrice totale τ (évaluée par l'équation 1) et la grain shear stress, démontrant bien que la bed-form shear stress est, dans ces conditions, négligeable. Il existe cependant une exception à cette règle, dans les lits caillouteux, lorsque la profondeur (d) est faible (submersion relative traduite par le rapport d/D_{50} , inférieur à 4); il semble qu'alors le microrelief dû aux irrégularités du lit - mais qui résulte du seul arrangement des particules - provoque en quelque sorte une " τ ". Toutefois, selon RAUWS (1987), les différentes méthodes qui permettent la séparation entre τ' et τ ", ne pourraient être appliquées valablement pour d'aussi faibles submersions, cette assertion étant confirmée par la discrimination du "large scale roughness element" proposée par BATHURST *et al.*, (1981).

En présence de différenciation des formes du lit - ripples dans les lits sableux, alternance seuil-mouille dans les lits caillouteux - la grain shear stress est nettement plus faible que la force tractrice totale évaluée par l'équation [1], du fait qu'il existe alors une bed-form

shear stress. Cette dernière peut atteindre près de la moitié de la force tractrice totale. Par ailleurs, les forces tractrices évaluées à partir des vitesses de frottement (équation 2) sont, elles aussi, nettement inférieures aux valeurs de la force tractrice totale évaluée à partir de la pente d'énergie et du rayon hydraulique (équation 1), et se rapprochent des valeurs de la grain shear stress (PETIT, 1989a).

2. ADEQUATION DES FORCES TRACTRICES EN MILIEU NATUREL

Différentes études menées en rivières naturelles montrent que la force tractrice totale (τ) évaluée à partir de la pente du plan d'eau et du rayon hydraulique (équation 1) est presque systématiquement plus importantes que la force tractrice calculée à partir des profils de vitesse (équation 2).

BRIDGE et JARVIS (1976, 1982) qui ont étudié une rivière à fond sableux attribuent cette différence au fait que la force tractrice totale calculée par l'équation [1], intègre également une résistance liée à des irrégularités de plus grande échelle, telles que les courbures des méandres et la présence de point bars. En d'autres termes, ceci semble impliquer que τ calculée à partir de la pente et du rayon hydraulique, prend en compte, outre la résistance due à la friction sur les éléments du fond et des berges, une résistance supplémentaire due aux variations longitudinales des vitesses (accélération/décélération) résultant des modifications de la section mouillée, mais aussi une résistance due aux frictions internes du courant, celles-ci résultant notamment des courants secondaires à composantes latérales qui, selon des théories bien développées à l'heure actuelle (LEOPOLD *et al.*, 1964; ALLEN, 1965; BATHURST *et al.*, 1979) peuvent s'organiser en cellules continues à axe horizontal et former des mouvements hélicoïdaux. Par ailleurs, toujours en rivière sableuse, DIEIRICH *et al.* (1979) arrivent à une conclusion identique et attribuent également ces différences aux irrégularités des berges et à l'alternance des seuils et des mouilles. La divergence entre les deux approches a également été vérifiée dans une rivière sableuse de Lorraine belge (la Rouge Eau) caractérisée par une méandration poussée, le développement de nombreux ripples et la présence de petits embâcles (PETIT, 1990a).

Par contre, dans une rivière ardennaise à fond caillouteux (La Rulles), les forces tractrices évaluées par l'équation [1] sont également plus importantes, mais à des degrés divers suivant les sites. Ainsi le rap-

port entre les deux évaluations de la force tractrice est en moyenne de 0,65 sur les seuils contre 0,27 dans les mouilles (PETIT, 1990a). Ceci résulterait principalement du fait que, dans les mouilles, la différenciation latérale plus importante des vitesses et la présence de cellules de contre-courant - qui ont d'ailleurs un maximum d'activité et d'extension pour des débits inférieurs au débit à pleins bords (PETIT, 1984, 1987) - provoquent un accroissement des frictions internes du courant ce qui, comme cela a été montré dans d'autres études (LEOPOLD *et al.*, 1960; BRIDGE & JARVIS, 1976, 1982) provoque une perte d'énergie supplémentaire, et donc une disharmonie plus marquée entre les valeurs des forces tractrices évaluées par les deux approches différentes.

Ces résultats montrent en réalité que ce n'est pas la force tractrice totale qui doit être mise en relation avec les forces tractrices déduites des profils de vitesse, et prise en compte dans les problèmes de déplacement de la charge de fond, mais bien τ' . Ceci rejoint les conclusions des études faites notamment par CARSON (1987) et par ROBERT (1990).

3. GRAIN SHEAR STRESS EN RIVIERES NATURELLES

Peu d'études de terrain ont porté sur l'évaluation de la seule grain shear stress τ' et il en résulte le plus souvent le seul fait que les forces tractrices totales nécessaires à la mise en mouvement des particules, sont systématiquement plus importantes qu'en présence d'un lit plat (STERNBERG, 1971; MILLER *et al.*, 1977; DYER, 1980). Ce qui de façon implicite revient à dire que τ' étant constant, τ'' est beaucoup plus important et fait donc accroître la force tractrice totale. A noter que ces études concernent principalement du matériel sableux et qu'elles ont été effectuées le plus souvent en milieu côtier et d'estuaire.

En présence de rivières subrectilignes à fond graveleux, HEY (1979) a bien démontré que la friction sur les particules du lit était le facteur prédominant qui affectait la résistance au flux et dans ces conditions que les autres facteurs de résistance liés au développement des formes du lit étaient de peu d'importance. Ceci est confirmé par les travaux de CARLING (1983) qui a étudié deux rivières subrectilignes à charge caillouteuse de la chaîne Penine. L'une d'elles est relativement large et peu profonde (avec un rapport largeur/profondeur supérieur à 11), au contraire de la seconde qui présente une nette incision du lit. Dans cette dernière, la part de τ' dans la force tractrice totale passe de 0,45 à 0,80 lorsque le débit augmente et approche le débit à pleins bords. En revanche, pour la rivière la plus large, $\tau = \tau'$,

c'est-à-dire que la résistance due aux formes du lit est négligeable. D'autre part, CARLING trouve que la force tractrice totale (τ) nécessaire à la mise en mouvement des éléments - contrôlée dans ce cas par l'usage d'un piège à sédiments - est beaucoup plus importante, à taille égale, pour la rivière qui a une faible largeur, confirmant ainsi que dans cette dernière rivière il y a bien une force tractrice due à la résistance des formes.

Nous avons évalué la grain shear stress (τ') dans différents sites de la Rulles et de la Rouge Eau, en appliquant les équations testées en flume. Dans les secteurs sableux de la Rouge Eau, le rapport τ'/τ est seulement de 0,06 contre 0,28 pour un secteur graveleux de cette même rivière, secteur caractérisé par une absence de méandration et de faibles variations de profondeur. Pour la Rulles, le rapport τ'/τ varie, lorsque le débit passe du débit médian à des débits de crues supérieurs au débit à pleins bords, de 0,34 à 0,46 pour les seuils et de 0,06 à 0,29 pour les mouilles.

Il apparaît donc que dans les secteurs sableux de la Rouge Eau, les valeurs de τ' sont particulièrement faibles comparativement à ce qui a été mis en évidence par SINGHAL *et al.* (1980) en flume et par KAPDASLI et DYER (1986). Certes, dans la Rouge Eau, les ripples et parfois même de petites dunes, sont bien développés sur le lit, la méandration est prononcée et le matériel sableux est en mouvement quasi continu, comme en atteste le remplissage très rapide du piège à sédiments installé juste en aval des secteurs étudiés (PETIT, 1986), tous ces éléments justifiant une τ'' importante. Dans le secteur graveleux, τ' paraît faible également alors que peu d'éléments justifient une τ'' aussi élevée. La charge de fond n'est pas en mouvement - si ce n'est de façon épisodique - les variations de formes sont peu poussées (absence de seuils et de mouilles) car le lit est couvert par un dallage graveleux, les effets de berges (paroi latérale) sont négligeables car le rapport largeur/profondeur est proche de 10, et enfin on ne peut attribuer une rugosité d'échelle aux particules qui couvrent le fond puisque la submersion relative est nettement supérieure à 4.

Ces éléments donnent à penser que τ' est sous-estimé, ce qui ressort également, mais dans une moindre mesure, de ce qui a été observé sur la Rulles. Les rapports τ'/τ faibles dans les mouilles, mais augmentant avec les débits, se justifieraient du fait des zones de contre-courant bien développées en période de basses eaux mais qui tendent à disparaître pour des débits voisins du débit à pleins bords. Ceci expliquerait également la disparité entre seuils et mouilles, en plus du fait que ces dernières sont associées aux boucles de la rivière, ce qui entraîne une résistance supplémentaire alors que les seuils sont le plus souvent localisés aux points d'inflexion.

La mise en relation entre **les forces tractrices calculées par les vitesses de frottement** et les grain shear stress montre que ces dernières sont systématiquement plus faibles, rejoignant en cela les résultats de DIETRICH *et al.* (1984) . Dans le cas de la Rulles, les écarts sont relativement constants pour les seuils, ceci quel que soit le débit, tandis que pour les mouilles de cette même rivière, la concordance entre les valeurs tend à être meilleure pour des crues supérieures au débit à pleins bords. Ceci sera d'ailleurs, comme nous le verrons par la suite, à la base d'un problème d'équilibre des forces tractrices dans le système seuil-mouille.

Rappelons cependant que les valeurs de τ' , tout comme celles de τ , sont des valeurs moyennes qui s'exercent, pour un débit donné, sur l'ensemble d'un profil transversal. Au contraire, les forces tractrices déduites des vitesses de frottement sont des valeurs ponctuelles, et il existe des variations latérales sur un même profil, mais à des degrés divers, selon les sites, par exemple dans les seuils et les mouilles. De telles variations devront donc être prises en compte lorsque modifications morphologiques et déplacements sur le fond seront mis en relation avec les forces tractrices.

4. EFFETS DE LA TURBULENCE

Dans l'analyse effectuée jusqu'à présent, il subsiste néanmoins le problème que les forces tractrices, quelle que soit la méthode d'évaluation, représentent en fait une moyenne intégrée sur un certain laps de temps, alors qu'il conviendrait, dans une analyse plus fine, de voir *leurs fluctuations dans le temps*. Ces fluctuations produisent une dispersion des valeurs des forces tractrices critiques pour un diamètre précis (CHURCH, 1978). Cet effet est particulièrement bien mis en lumière par les expériences que CHEETHAM (1979) a effectuées en rivière naturelle où les forces tractrices instantanées se sont avérées près de dix fois supérieures à la force tractrice moyenne. Ce résultat est assez comparable avec ceux de KALINKSE (1943) selon lesquels les vitesses instantanées du courant peuvent atteindre trois fois la valeur moyenne des vitesses.

Très peu d'études ont porté sur **les forces tractrices instantanées**, la turbulence étant généralement approchée par le biais des variations des vitesses instantanées du courant. Ainsi dans les exemples présentés par BOGARDI (1974) en synthèse des travaux effectués en flume par SAROSI et KAPOSI, les effets de la turbulence ont été quantifiés en intégrant les variations des vitesses selon le temps, cette nouvelle variable étant mise en relation avec les vitesses critiques

d'érosion. Ainsi, lorsque la turbulence est faible, les conditions critiques d'entraînement pour des particules de même diamètre sont nettement plus élevées.

D'autre part, les mesures effectuées en flume avec des senseurs à fil chaud ont montré que les fluctuations des vitesses sont les plus importantes à proximité du fond et que leur intensité diminue avec la hauteur au-dessus du lit (MC QUIVEY, 1973a, 1973b; BLINCO & SIMONS, 1974); ceci ressort également des mesures effectuées par SAVINI et BODHAINE (1971) en rivière naturelle.

Lors de nos expériences en flume, nous avons utilisé une sonde électromagnétique qui permet l'enregistrement des vitesses à partir de 1 cm du fond, avec un temps de réponse de 0,2 seconde. Les enregistrements ont tout d'abord été effectués dans un flume à fond plat caillouteux. Il existe différents types de phase en alternance - oscillations de faible amplitude puis moments de forte agitation - selon une période de l'ordre de 10 secondes (fig. 1). Les mesures à différentes profondeurs confirment bien que le rapport entre vitesses maximales et vitesses moyennes est plus important à proximité du fond: de l'ordre de 1,5 à 1,5 cm du fond contre 1,1 à 5 cm. Des mesures semblables ont également été effectuées dans les expériences en flume où des seuils et des mouilles avaient été créés d'emblée. A profondeur égale, les maxima sont plus importants dans les mouilles (rapport voisin de 1,6) que sur les seuils (rapport égal à 1,2). Ces différences ne peuvent être attribuées à des différences de taille ou d'agencement des particules puisque le matériel est identique; mais il n'est pas exclu qu'elles soient liées à des problèmes d'organisation du courant dû à la succession des formes. D'autre part, l'importance des maxima est de toute évidence un critère à prendre en considération dans la déstabilisation des particules, mais il ne semble pas être le seul. En effet, il conviendrait de prendre en compte la différence entre maximum et minimum agissant tel un coup de buttoir et surtout leur succession dans le temps. Un phénomène supplémentaire peut encore se produire en présence d'éléments de grande dimension, relativement isolés sur le lit: il pourrait se créer un volant différentiel entre la base et le sommet des particules, ce qui ajouterait encore à la déstabilisation de ces particules.

Les mesures de vitesse instantanée faites dans différents sites de la Rulles avec une sonde électromagnétique (de type MARSH Mc BIRNEY) dont le temps de réponse est également de 0,2 sec, ont montré que les vitesses maximales étaient tout au plus de 50 % plus élevées que les vitesses moyennes (PETIT, 1987) ce qui, en définitive, rejoint les observations faites en flume, ainsi que les résultats des expériences de SAROSI et KAPOSI (*in* BOGARDI, 1974). Toutefois, vu le

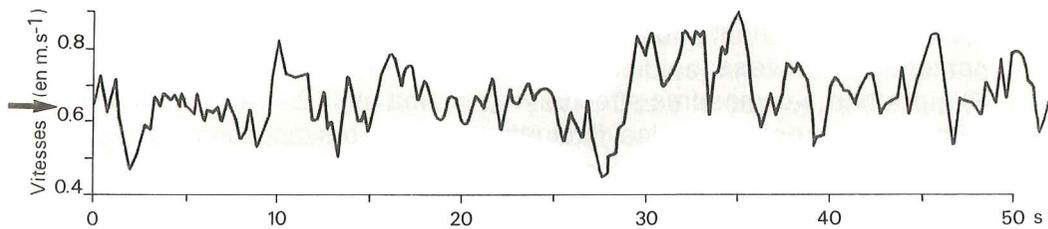


Figure 1 . Variation des vitesses instantanées du courant mesurées à 1,5 cm du fond dans un flume à fond caillouteux ($D_{50} \approx 20$ mm) - La flèche portée en ordonnée représente la vitesse moyenne mesurée au moulinet, sur un laps de temps plus important (d'après PETIT, 1989c).

temps de réponse des instruments utilisés, il est fort probable que les pics soient partiellement gommés et qu'ainsi les fluctuations de faible durée échappent aux mesures. En effet, des mesures effectuées par McQUIVEY (1973b) ont mis en évidence des pulsions à très petite échelle (de l'ordre du 1/100e sec). Mais comme le souligne par ailleurs NADEN (1987) qui a mis au point un modèle théorique où intervient notamment la turbulence et qui permet le calcul des composantes de la vitesse instantanée du courant à partir de paramètres aisément mesurables, de tels temps semblent trop courts pour qu'il puisse y avoir un transfert de moment suffisant aux particules pour provoquer leur mise en mouvement, la macroturbulence du flux (sur une échelle de temps variant de 1 sec à 10 sec) jouant à cet égard un rôle plus important.

Les différents points envisagés jusqu'à présent ont porté sur les problèmes de méthodes d'évaluation des forces tractrices et de l'adéquation de ces méthodes au milieu naturel. Des moyens de contrôle existent: tests avec cailloux marqués et utilisation de pièges à sédiments. Mais pour les utiliser valablement, il est nécessaire de définir au préalable les valeurs des forces tractrices critiques, c'est-à-dire la force tractrice nécessaire à la mise en mouvement d'une particule d'un diamètre déterminé.

5. DETERMINATION DES FORCES TRACTRICES CRITIQUES

Les valeurs des forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement d'un élément de diamètre donné, résultent à l'origine d'expériences effectuées avec des flumes à fond sableux. Ainsi, à partir d'observations faites dans sept laboratoires différents, LELIAVSKY (1961) a proposé la relation $\tau_c = 1,66 D$ (où τ_c est la force tractrice critique exprimée en kgf.m^{-2} et D le diamètre des particules en cm), en

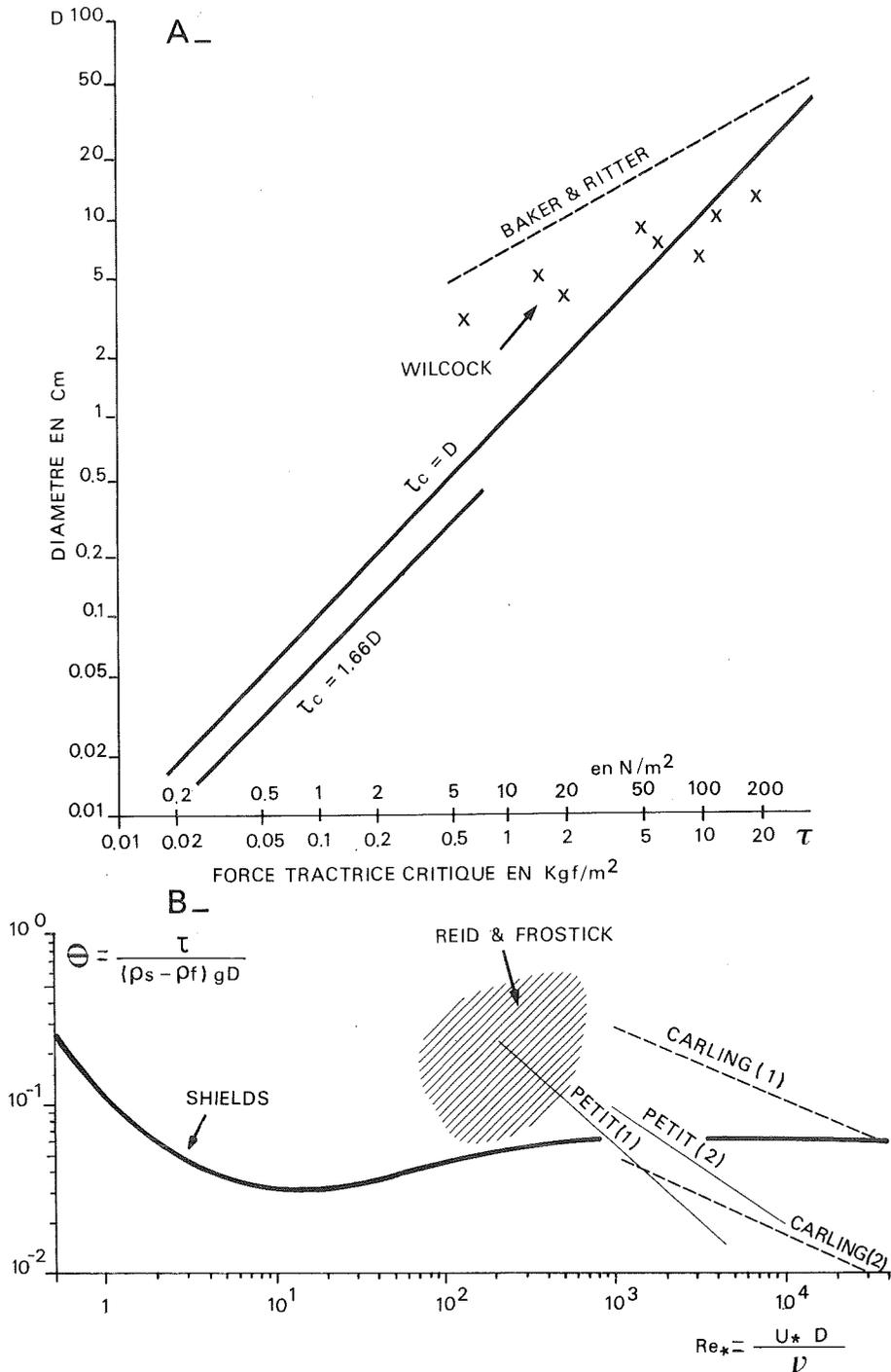


Figure 2. A: Force tractrice critique en fonction du diametre des particules. D'après LELIAVSKY (1961), LEOPOLD *et al.* (1964), WILCOCK (1967) et BAKER & RITTER (1975). B: Variation du critere de Shields (Θ) en fonction de Re_* (d'après GRAF, 1971) et relations mises en évidence en flume et dans différentes rivières naturelles (d'après CARLING, 1983; REID & FROSTICK, 1984; PETIT, 1990b)

précisant toutefois que la limite d'application est $D = 0,34$ cm au maximum (fig. 2a).

Par ailleurs, LANE (1953) a regroupé dans un même diagramme une série de relations qui lient la force tractrice critique au diamètre, ceci sur base de travaux effectués en flume et en canaux, ces relations pouvant s'appliquer à des particules plus grossières. Pour des éléments supérieurs à 0,5 cm, la relation $\tau_c = D$ semble être applicable, ce qui correspond finalement bien à la droite la mieux adaptée aux points figurant sur le diagramme présenté par LEOPOLD *et al.* (1964) en synthèse des travaux effectués en flume et en rivière naturelle, du moins pour des éléments dont le diamètre ne dépasse pas 1 cm.

Toutefois, la relation la plus utilisée est la fonction de Shields (*in* GRAF, 1971) qui donne une relation adimensionnelle entre la densité du sédiment (ρ_s), le diamètre des grains (D), la densité du fluide (ρ_f), la viscosité cinématique (ν), l'accélération due à la gravité (g) et la force tractrice exercée par le fluide sur un grain (GRAF, 1971; MILLER *et al.*, 1977). De sorte que:

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_f) g \cdot D} = \text{Fct}\left(\frac{u_* D}{\nu}\right) \quad [7]$$

où θ est la fonction d'entraînement de Shields et a besoin d'être pourvue d'une valeur critique ($\theta_c =$ critère de Shields) afin que cette équation puisse être résolue pour une particule d'un diamètre donné. D'après le diagramme bien connu de Shields (fig. 2b), θ_c varie en fonction de $u_* D/\nu$ plus communément appelé le nombre de Reynolds étoilé (R_{θ^*}) bien que pour des lits hydrauliquement rugueux, définis par $R_{\theta^*} > 10^2$, θ_c devienne indépendant des conditions de rugosité et tend à s'approcher d'une valeur constante égale à 0,060. De sorte que l'on peut déduire de l'équation [7] ci-dessus, la relation $\tau_c = D$ telle que définie préalablement à la figure 2a. Cette valeur de $\tau_c = 0,060$ a cependant été considérée comme étant trop élevée, la valeur $\theta_c = 0,030$ étant avancée par différents auteurs (NEILL *in* ANDREWS, 1983). D'autres études ont montré que la valeur de τ_c était effectivement différente de 0,06 et donc que la relation $\tau_c = D$ était inadéquate quand on se trouvait en présence de matériel grossier (FAHNESTOCK, 1963; WILCOCK, 1967; NOVAK, 1973; BAKER & RITTER, 1975; CHURCH, 1978; CARSON & GRIFFITHS, 1985; POESEN, 1987), principalement du fait qu'une série de phénomènes propres à la charge caillouteuse interviennent alors, phénomènes qui peuvent, à des degrés divers, opposer une meilleure résistance à l'érosion ou, au contraire, favoriser cette dernière.

EFFET DE SAILLIE

L'effet de la position des particules par rapport au niveau moyen du fond du lit sur la modification des valeurs critiques d'entraînement a été mise en évidence dans des expériences menées en flume par FENTON et ABBOTT (1977). Les auteurs ont fait varier la position des particules au-dessus d'un lit fixe composé de grains de même diamètre. Lorsqu'un grain est *isolé sur* le lit, dans des conditions de saillie relative maximale, $\theta_c = 0,010$. Par contre $\theta_c = 0,060$ lorsque les grains sont tous au même niveau *sur* un lit composé de particules de même diamètre. Lorsque les particules composent le lit lui-même - la saillie relative est alors égale à zéro - les valeurs de θ_c peuvent dépasser 0,10 et même atteindre 0,20.

Il résulte de cet effet de saillie relative que les particules nettement plus grossières que celles qui forment le lit, peuvent être mises en mouvement pour des valeurs limites proportionnellement plus faibles. Inversement, ces valeurs limites sont nettement plus élevées pour pouvoir mettre en mouvement des particules plus petites que celles qui forment le lit. Ceci a été mis en équation par ANDREWS (1983) à partir de mesures faites en rivières graveleuses:

$$\theta_c = a \left(\frac{d_i}{D_{50}} \right)^b \quad [8]$$

où d_i est la taille des particules envisagées, D_{50} le diamètre médian du matériel constituant le lit, a et b des coefficients qui, selon ANDREWS, valent respectivement 0,083 et -0,872. Ce qui donne $\theta_c = 0,24$ pour un rapport $d_i/D_{50} = 0,3$ et $\theta_c = 0,02$ pour un rapport $d_i/D_{50} = 5$. En d'autres termes, des particules qui ont une taille comprise entre 0,3 et 4,2 fois celle du matériel qui constitue le lit, peuvent être mises en mouvement pour des forces tractrices presque similaires.

Ce type d'équation qui prend en compte la dimension du matériel sous jacent tend à se généraliser, mais avec des valeurs des coefficients a et b nettement différents (Tableau 1).

Tableau 1: Valeurs des coefficients intervenant dans l'équation [8]

a	b	
0,083	-0,87	(ANDREWS, 1983)
0,045	-0,70	(KOMAR, 1987)
0,047	-0,88	(FERGUSON <i>et al.</i> , 1989)

Ces différentes équations montrent bien que des éléments dont le diamètre est nettement plus important que celui des particules qui forment le lit peuvent être mis en mouvement pour des conditions critiques proportionnellement plus faibles, ce qui rejoint d'ailleurs la relation proposée par BAKER et RITTER (1975) apparaissant à la fig. 2a.

PHENOMENES D'IMBRICATION

Il ressort également des relations proposées ci-dessus que la mise en mouvement des particules de plus petite dimension que celles formant le lit, nécessite des forces tractrices proportionnellement plus importantes, ceci résultant de phénomènes de moindre saillie relative. Toutefois, dans ce problème, il semble qu'un grand rôle soit également joué par des phénomènes d'imbrication, tels que définis et étudiés par EGUIASAROV (1967), LARONNE et CARSON (1976) ainsi que par CHURCH (1985), mais plus spécialement mis en évidence par REID *et al.* (1985). Ces auteurs ont en effet démontré que les valeurs des forces tractrices critiques généralement admises (par exemple $\theta_c = 0,06$) sous-évaluent nettement les forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement des éléments. Les écarts obtenus en rivières reflètent l'importance de la microtopographie du lit liée à l'agencement des particules. Lorsqu'il y a enchevêtrement des particules - et donc protection mutuelle - la stabilité de ces dernières est nettement supérieure à celle des particules isolées sur un lit plat de sorte que, toujours selon REID et FROSTICK (1984, 1986), la force tractrice nécessaire à la mise en mouvement correspond parfois à près du triple de celle qui est associée à la fin du transport (arrêt du mouvement).

Cette interférence des particules a d'ailleurs été confirmée par les travaux effectués par BRAYSHAW (1985) qui a utilisé des techniques permettant la détection du début de la mise en mouvement des particules marquées.

Les phénomènes d'agencement des cailloux en clusters - et dans une moindre mesure les phénomènes d'imbrication - nécessitent un matériel relativement peu homogène. Pour qu'il y ait formation de clusters, il y a obligation d'avoir de plus gros éléments, et c'est la stabilité de ceux-ci qui conditionne celle de l'ensemble du matériel. Ceci ressort bien des résultats de REID et FROSTICK (1984, 1986) qui laisse ainsi supposer qu'en rivière graveleuse, le transport généralisé de la charge de fond ne pourrait avoir lieu que lorsque les forces tractrices arrivent à des valeurs suffisantes pour la mise en mouvement - ou en tout cas à la déstabilisation - des éléments les plus gros.

LA FORME DES PARTICULES

Plusieurs éléments justifient que les particules présentant un fort aplatissement opposent une meilleure résistance à l'érosion: faible exposition au flux, centre de gravité abaissé, contact plus large avec le lit. Toutefois, les études traitant de ce problème sont rares; on retiendra principalement les travaux de LANE et CARSON (1954), de MILLER et BYRNE (1966) ainsi que ceux de JOHANSSON (1963, 1976).

Des expériences menées en flume et confirmées par des observations en rivière naturelle nous ont permis de mettre en évidence que la mise en mouvement d'éléments aplatis nécessitait un critère de Shields - donc des forces tractrices critiques - 1,5 fois plus important que pour des éléments arrondis de même diamètre (PETIT, 1989b).

6. REPARTITION DES FORCES TRACTRICES DANS LES SYSTEMES SEUIL-MOUILLE AVEC OU SANS MEANDRES.

Les localisations des forces tractrices maximales dans des secteurs de rivières et leurs éventuelles modifications avec le régime des débits, présentent de toute évidence un intérêt considérable, car c'est dans de telles zones que les risques d'érosion seront les plus importants. Toutefois, c'est dans des flumes courbes que des recherches sur ce problème ont été menées en premier lieu (IPPEN & DRINKER, 1962; YEN, 1970; MARTVALL & NILSSON, 1972; DESAULNIERS & FRENETTE, 1972; HOOKE, 1975).

BRIDGE et JARVIS (1976, 1982) ont étudié la répartition des forces tractrices dans une boucle d'une **rivière à charge sableuse**. Pour de faibles débits, le maximum des forces tractrices se trouve en rive concave, coïncidant presque avec le sommet de la boucle. Pour un débit intermédiaire (0,5 fois le débit à pleins bords), cette zone de maxima glisse légèrement vers l'aval tout en se maintenant le long de la rive concave, cette tendance s'accroissant encore lorsque le débit est proche du débit à pleins bords, de sorte qu'à ce moment le maximum se trouve en aval du sommet de la boucle, dans la partie aval de la mouille mais non dans la contre-pente de cette dernière. Un second maximum (mais avec des valeurs moins élevées que dans le premier) se trouve le long de la rive convexe, à l'entrée de la boucle. Comme le soulignent ces auteurs, la localisation de ce second maximum résulte uniquement de l'influence d'une boucle située en amont, celle-ci présentant une courbure inverse et, plus que probablement, une cellule hélicoïdale tournant en sens opposé. Par ailleurs, quel que soit le débit, les forces tractrices diminuent toujours dans la contre-pente de la mouille, diminution attribuée en partie à la réduction des vitesses mais principalement à la moindre activité du flux secondaire. Une distribution des forces tractrices assez semblable a été mise en évidence par DIETRICH *et al.* (1979) dans une rivière sableuse de dimension plus modeste, (ceci pour un débit représentant 0,8 le débit à pleins bords) ainsi que par PETIT (1986), toujours en rivière sableuse, le croisement se faisant alors très en aval du sommet de la boucle où un effet complémentaire de la forte courbure doit y être reconnu. Ce qui individualise toute une zone calme au pied de la rive

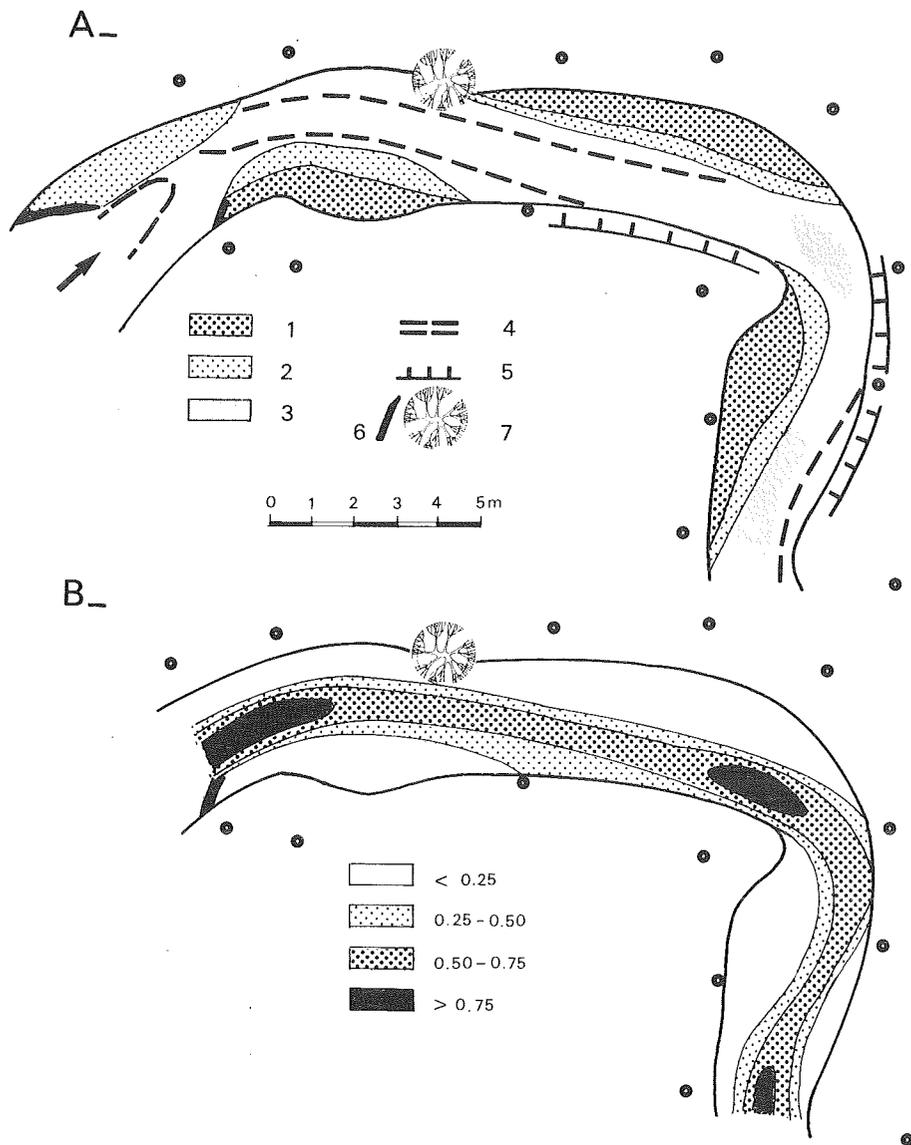


Figure 3 . A: Principales modifications géomorphologiques d'une rivière à charge sableuse (La Rouge-Eau, Lorraine belge)

- 1. accumulations durables
- 2. accumulations transitoires
- 3. mouille
- 4. chenal de plus grande profondeur
- 5. zone d'érosion latérale
- 6. embâcle
- 7. arbre

B.: Répartition des forces tractrices dans ce même secteur - Forces tractrices (exprimées en $N.m^2$), calculées à partir des vitesses de frottement

concave qui représente un site d'accumulation stabilisée (fig. 3). Des relations entre les zones de maxima des forces tractrices et la circulation secondaire ont été clairement mises en évidence par BATHURST (1979), à partir de mesures faites tout d'abord dans des **rivières subrectilignes à charge caillouteuse**. Dans les mouilles, BATHURST observe plusieurs maxima sur un même profil transversal (avec un rapport des pics vis-à-vis de la moyenne voisin de 1,5). Ceci est à mettre en relation avec les composantes transversales du flux organisées en un système multicellulaire à axe horizontal, chaque cellule tournant, dans un sens opposé à celui de la voisine, de sorte qu'il s'individualise alternativement des zones de "downwelling" et "d'upwelling", les maxima étant associés aux premières (fig. 4a). LEOPOLD (1982), toujours dans des rivières à tracé subrectiligne, a également mis en évidence l'existence de cellules transversales à axe horizontal. Le plan d'eau se trouve à un niveau altimétrique plus élevé là où il y a convergence du flux en surface, et donc zone de "downwelling" à proximité du fond. Il s'individualise généralement deux cellules transversales mais leur importance mutuelle varie, ce qui implique que la zone de subsidence à proximité du fond n'occupe pas nécessairement une position centrale et peut donc être décentrée vers une des deux rives.

La présence de cellules contiguës a également été signalée dans des **rivières caillouteuses à méandres** (BATHURST *et al.*, 1979). Le maximum des forces tractrices y est également associé au maximum de vitesse, et à un "downwelling" résultant de la jonction dans les courants transversaux de la cellule principale avec une petite cellule tournant en sens inverse, longeant la rive concave (fig. 4b). Il en résulte schématiquement une répartition des forces tractrices assez semblables à celles observées en flume ou dans les rivières sableuses. Toutefois, dans les boucles et méandres contrairement aux secteurs subrectilignes, l'influence mutuelle de chacune des cellules varie en fonction des débits, ce qui va influencer la localisation du maximum des forces tractrices le long de la rive concave. En effet, et d'autres études de terrain l'ont montré (BHOMWICK & STALL, 1978), la cellule principale de circulation secondaire semble être plus efficace pour des débits dit intermédiaires, et tend alors à repousser la petite cellule située en rive concave, de sorte que le maxima des forces tractrices se trouve ainsi plus en amont et plus proche de la rive concave. Quand le débit augmente, l'effet de la cellule principale diminue, ce qui entraîne un glissement du maximum des forces tractrices vers l'aval, en accord avec HOOKE (1975).

Les résultats analysés ci-dessus portent essentiellement sur la distribution des forces tractrices dans des rivières à tracé subrectiligne

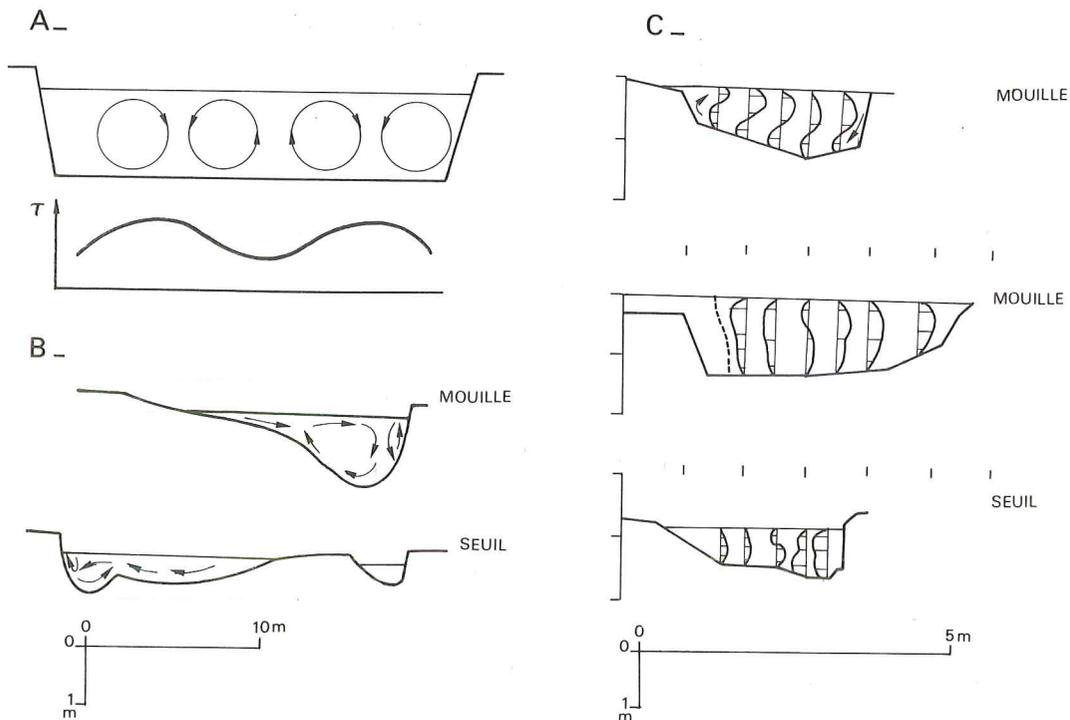


Figure 4 . A :Schéma de l'organisation de la circulation secondaire en un système multicellulaire (rivières subrectilignes) et effet sur l'importance des forces tractrices s'exerçant sur le fond du lit (d'après BATHURST *et al.*, 1979 et RICHARDS, 1982). B.: Schéma de l'organisation des courants secondaires en deux cellules contiguës dans une rivière à méandres, dans une mouille et sur un seuil (d'après BATHURST, 1979 et BATHURST *et al.*, 1979). C.: Organisation de la circulation secondaire en cellule continue (en haut) et en zone de diffuence dans les mouilles, en zone de confluence sur les seuils (d'après PETIT, 1987).

ou dans des boucles isolées mais non dans un méandre complet ou un train de méandres et d'autre part, les différenciations seuils/mouilles sont le plus souvent négligées. De plus, ces études portent soit sur des rivières à charge sableuse où le mouvement de la charge de fond se produit de façon subcontinue dans une part importante du lit, soit dans des rivières à charge caillouteuse de grande dimension où les relations précises entre les mouvements de la charge de fond et les valeurs ponctuelles des forces tractrices associées à ces mouvements, sont difficiles à cerner.

A cet égard, les observations et les expériences effectuées sur la Rulles, en utilisant des cailloux marqués ainsi qu'un piège à sédiments, en mesurant les forces tractrices par différentes approches, ceci dans les différents types de sites (seuil-mouille) pour une gamme

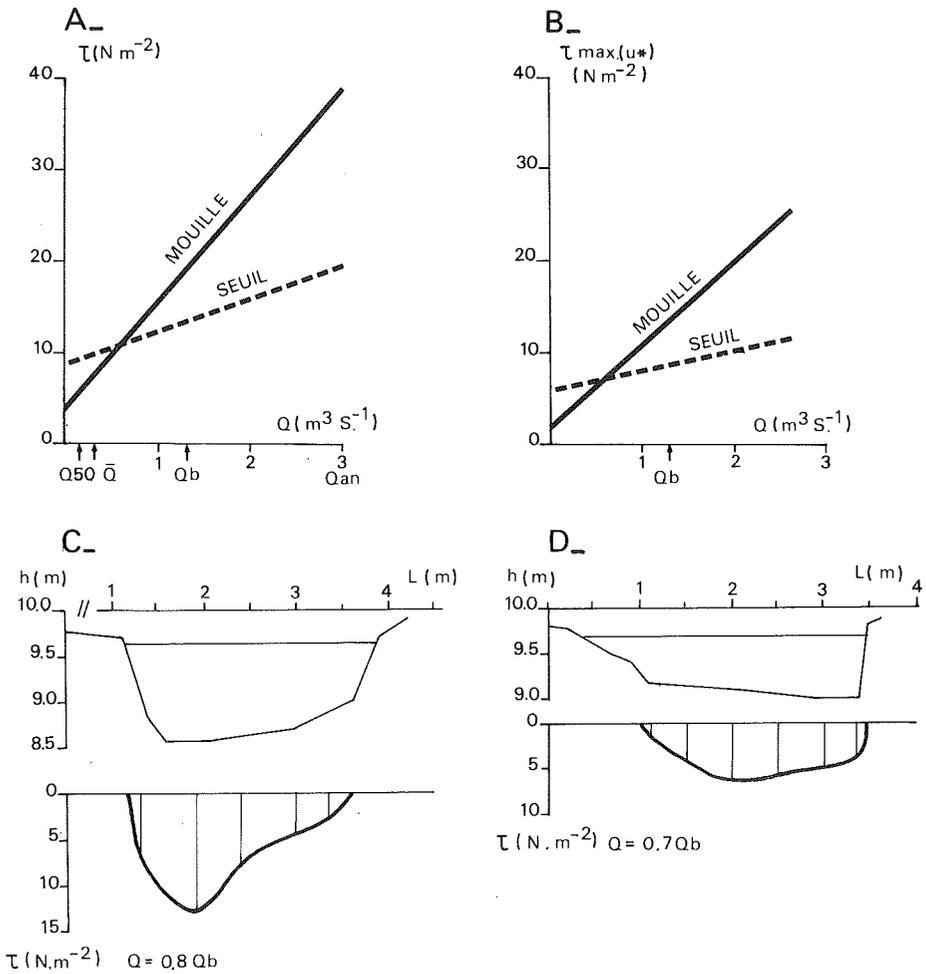


Figure 5. A.: Synthèse de l'évolution des forces tractrices totales (éq. 1) en fonction du débit dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles. Q_{50} = débit médian, \bar{Q} = débit moyen, Q_b = débit à pleins bords Q_{an} = crue dont la récurrence est 1 an.
 B.: Synthèse de l'évolution des forces tractrices maximales à un profil transversal donné évaluées par les vitesses de frottement (éq. 2) en fonction du débit, dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles.
 C.: Répartition transversale des forces tractrices évaluées par les vitesses de frottement dans une mouille de la Rulles (débit = 0,8 fois le débit à pleins bords).
 D.: Répartition transversale des forces tractrices évaluées par les vitesses de frottement sur un seuil de la Rulles (débit = 0,7 fois le débit à pleins bords).

de débits variés (des étiages les plus bas à une crue presque quinquennale), ont permis de préciser un certain nombre de points. Tout d'abord les variations longitudinales des forces tractrices apparaissent beaucoup plus importantes que dans les rivières sableuses ou dans les rivières caillouteuses de grande dimension. Ceci résulte

du fait qu'ici les variations topographiques du fond sont plus marquées, ce qui est à mettre en relation avec la dimension modeste de la rivière mais aussi avec la présence de seuils qui se présentent à des niveaux altimétriques relativement élevés. Par ailleurs les forces tractrices - évaluées par les vitesses de frottement - atteignent des valeurs relativement importantes (près de 15 N.m^{-2} et parfois plus dans certaines mouilles) ceci pour le débit à pleins bords. Localement, les forces tractrices *totales* atteignent même 40 N.m^{-2} lors des crues les plus importantes, voisines de la crue annuelle (fig. 5). De façon systématique, les différenciations latérales des forces tractrices sont nettement plus poussées dans les mouilles (avec un rapport du maximum sur la moyenne généralement supérieur à 2,0) que sur les seuils où ce rapport oscille aux environs de 1,5. D'autre part, on ne remarque qu'un seul maximum dans les mouilles, même lorsqu'elles ne sont pas associées à une boucle, le système multicellulaire proposé par BATHURST ne peut donc pas se développer, probablement en raison de l'étroitesse du lit (fig. 4c).

Lors de faibles débits, les forces tractrices sont plus importantes sur les seuils que dans les mouilles; elles augmentent avec le débit dans ces deux types de sites mais à des degrés divers, l'augmentation la plus sensible se produisant dans les mouilles. Ce qui va bien sûr conditionner la balance érosion/sédimentation dans le système seuil/mouille. Ainsi, pour des débits proches du débit moyen $\approx 0,3$ fois le débit à pleins bords) les forces tractrices sont encore trop faibles quel que soit le site pour justifier des modifications morphologiques importantes. Des modifications sensibles ne se manifestent que pour des débits voisins du débit à pleins bords: érosion de matériel de 20-30 mm de diamètre dans les mouilles pour des forces tractrices de l'ordre de 10 à 15 N.m^{-2} . Par contre, sur les seuils, les forces tractrices sont trop faibles (6 à 7 N.m^{-2}) pour permettre le passage d'éléments dont le diamètre est supérieur à 10 mm et il faut attendre des débits supérieurs au débit à pleins bords pour que les forces tractrices atteignent des valeurs suffisantes pour que des éléments de l'ordre de 15 mm puissent les franchir. Ces derniers éléments représentent la *compétence effective* de la rivière, c'est-à-dire la taille maximum que la rivière peut transporter et que l'on retrouve d'ailleurs dans le piège à sédiments, les seuils apparaissant donc comme des sites d'accumulation pour le matériel qui dépasse cette dimension.

Par ailleurs, il s'est dégagé une assez bonne concordance entre les forces tractrices et la mise en mouvement de particules d'un diamètre donné. Toutefois, comme l'a montré une analyse de détails des conditions d'érosion (PETIT, 1990b), les valeurs de θ_c dans certaines

mouilles apparaissent extrêmement faibles (0,015 - 0,020). Dans ce cas, on ne peut certainement pas faire appel à un effet de saillie, puisque le matériel érodé est généralement intercalé dans du matériel plus grossier et devrait au contraire requérir des forces tractrices plus élevées pour pouvoir être mis en mouvement. A cet égard, il n'est pas exclu que les variations des forces tractrices instantanées soient plus prononcées dans de tels sites.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments, *Sedimentol.*, 5, 89-191.
- ANDREWS, E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1225-1231.
- BAGNOLD, R.A., 1977. Bedload transport by natural rivers, *Water Resour. Res.*, 13-(2): 303-312.
- BAKER, V.R. and RITTER, D.F., 1975. Competence of rivers to transport coarse bedload material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 975-978.
- BATHURST, J.C., 1979. Distribution of boundary shear stress in rivers. *In* Adjustment of the fluvial system, RHODES D.B. and WILLIAMS G.P. (Eds), Kendall Hunt Publishing Company, 95-116.
- BATHURST, J.C., 1982. Theoretical aspects of flow resistance. *In* Gravel-bed rivers, HEY R.D., BATHURST J.C. and THORNE C.R. (Eds), Wiley and Sons, 83-105.
- BATHURST, J.C., LI, R.M. and SIMONS, D.B., 1981. Resistance equation for large scale roughness, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 107, 1593-1613.
- BATHURST, J.C., THORNE, C.R. and HEY, R.D., 1979. Secondary flow and shear stress at riverbends, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 105, 1277-1295.
- BHOMWICK, N.G. and STALL J.B., 1978. Hydraulics of flow in the Kaskaskia River. *Proceeding of the Hydraulics Division Speciality Conference on Verification of Mathematical and Physical Models in Hydraulic Engineering*, Am. Soc. Civ. Eng., 79-86.
- BLINCO, P.H. and SIMONS, D.B., 1974. Characteristics of turbulent boundary shear stress, *J. Eng. Mechan. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 100, 203-220.
- BOGARDI, J., 1974. *Sediment transport in alluvial streams*, Akademinai Kiado, Budapest. 826 p.
- BRAYSHAW, A.C., 1985. Bed microtopography and entrainment thresholds in gravel-bed rivers, *Geol.Soc.Am.Bull.*, 96, 218-223.
- BRIDGE, J.S. and JARVIS, J., 1976. Velocities profiles and bed shear stress over various bed configuration in a river bend, *Earth Surf. Processes*, 2, 281-294.
- BRIDGE, J.S. and JARVIS, J., 1982. The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes, *Sedimentol.*, 29(2): 499-541.
- CARLIER, M., 1972. *Hydraulique générale et appliquée*, Eyrolles, Paris, 565 p.
- CARLING, P.A., 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 8,1-18.
- CARSON, M.A., 1987. Measures of flow intensity as predictors of bed-load, *Am. Soc. Civ. Eng. J. Hydraul. Div.*, 113-11, 1402-1421.
- CARSON, M.A. and GRIFFITHS, G.A., 1985. Tractive stress and the onset of bed particle movement in gravel stream channels: Different equations for different

- purposes, *J. Hydrology*, 79, 375-388.
- CHEETHAM, G.H., 1979. Flow competence in relation to stream channel form and braiding, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 877-886.
 - CHURCH, M., 1978. Paleohydrological reconstruction from a holocene valley fill. *In Fluvial Sedimentology*, MIALL, A.D., (Ed.) Calgary, Mem. Canadian Society of Petroleum Geologists, 5, 743-772.
 - CHURCH, M., 1985. Bed load in gravel-bed rivers. Observed phenomena and implications for computation, *Canadian Soc. Civ. Eng., An. Conf Saskatoon*, 17-37.
 - DAVIES, A.G., 1985. Field observations of the threshold of sediment motion by wave action, *Sedimentol.*, 32, 685-704.
 - DESAULNIERS, G. and FRENETTE, M. 1972. Contribution to the study of erosion and deposition mechanisms in river bends. *In Sedimentation*, SHEN, H.W. (Ed.), 10, 19 p.
 - DIETRICH, W.E., SMITH, J.D. and DUNNE, T., 1979. Flow and sediment transport in a sand bedded meander, *J. Geol.*, 87, 305-315.
 - DIETRICH, W., SMITH, J.D. and DUNNE, T., 1984. Boundary shear stress, sediment transport and bed morphology in a sand-bedded river meander during high and low flow. *In ELLIOT C.M. (Ed.) River Meandering: Proceeding of the Conference rivers 83 - Am. Soc. Civ. Eng.*, 632-639.
 - DYER, K.R., 1980. Velocity profiles over a rippled bed and the threshold of movement of sand, *Estuarine and Coastal Marine Science*, 10, 181-199.
 - EGUIASAROV, I.B., 1967. Le charriage des sédiments (alluvions) quand le pavement naturel (armure) du lit fluvial existe et quand il est détruit, *Colloque sur la morphologie des rivières*, Berne. Assoc. Inter. Hydrol. Scient., 75, 215-223.
 - EINSTEIN, H.A. and BARBAROSA, N.L., 1952. Channel roughness, *Am. Soc. Civil. Eng.*, 117, 1121-1132.
 - FAHNESTOCK, R.K., 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream, White river. Mt. Rainier, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 422-A, 70 p.
 - FENTON, J.D. and ABOTT, J.E., 1977. Initial movement of grains on a stream bed: the effect of relative protrusion, *Proc. R. Soc. London*, A 352, 523-537.
 - FERGUSON, R.I., PRESTEGAARD, K.L. and ASHWORTH, P.J., 1989. Influence of sand on hydraulics and gravel transport in a braided gravel bed river. *Water Resour.*, 25(4): 635-643.
 - GOVERS, G. and RAUWS, G., 1986. Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 1, 515-524.
 - GRAF, W.H., 1971. *Hydraulics of sediment transport*, Mc Graw Hill, 513 p.
 - HAMMOND, F.D.C., HEATHERSHAW, A.D. and LANGHORNE, D.N., 1984. A comparison between Shields threshold and the movement of loosely packed gravel in a tidal channel, *Sedimentol.*, 31, 51-62.
 - HEY, 1979. Flow resistance in gravel bed rivers, *Am. Soc. Civ. Eng. Hydr. Div.*, 105, 365-379.
 - HOOKE, R.L., 1975. Distribution of sediment transport and shear stress in curved trapezoidal channels, *J. Geol.*, 83, 543-565.
 - IPPEN, A.T. and DRINKER, P.A., 1962. Boundary shear stresses in curved trapezoidal channels, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 88, 143-179.
 - JOHANSSON, C.E., 1963. Orientation of pebbles in running water, *Geog. Ann.*, 85-112.
 - JOHANSSON, C.E., 1976. Structural studies of frictional sediments, *Geog. Ann.*, 58a, 201-302.
 - JONSSON, I.G., 1967. Wave boundary layers and friction factors. *Proc. 10th Conf. Coastal Engineering*, Am. Soc. Civ. Eng., 127-148.

- KALINSKE, A.A., 1943. The role of turbulence in river hydraulics, *Bull. Univ. Iowa, Studies in Engineering*, 27, 266-279.
- KAMPHUIS, J.W., 1974. Determination of sand roughness for fixed beds, *J. Hydraul. Res.*, 12(2): 193-203.
- KAPDASLI, M.S. and DYER, K.R., 1986. Threshold condition for sand movement on a rippled bed, *Geo-Marine Letters*, 6, 161-164.
- KOMAR, P.D., 1987. Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis, *J. Sedim. Petrol.*, 57, 203-211.
- LANE, E.W. 1953. Progress report on studies on the design of stable channels of the Bureau of Reclamation, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 79.
- LANE, E.W. and CARLSON, E., 1954. Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediments, *Trans. Am. Geophysical Union*, 35, 453-462.
- LARONNE, J.B. and CARSON, M.A., 1976. Interrelationship between bed morphology and bed material transport for a small gravel-bed channel, *Sedimentol.*, 23, 67-85.
- LARRAS, J., 1972. *Hydraulique et granulats*, Eyrolles, Paris, 254 p.
- LARRAS, J., 1977. *Fleuves et rivières non aménagés*, Eyrolles, Paris, 187 p.
- LELIAVSKY, S., 1961 *Précis d'hydraulique fluviale* (traduct. An introduction to fluvial hydraulics), Dunod, Paris,, 261 p.
- LEOPOLD, L.B., 1982. Water surface topography in river channels and implications for meander development. *In Gravel-bed rivers*, HEY, R.D., BATHURST, J.C. and THORNE, C.R. (Eds), 359-388.
- LEOPOLD, L.B., BAGNOLD, R.A., WOLMAN, M.G. and BRUSH, L.M., 1960. Flow resistance in sinuous or irregular channels, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282 D, 111-134.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. and MILLER, J.D., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Company, San Fransisco, 522 p.
- LYLES, L. and WOODRUFF, N.P., 1972. Boundary-layer flow structures effects on detachment of noncohesive particles. *In Sedimentation* SHEN, H.W. (Ed.), 2, 1-17.
- MC QUIVEY, R.S., 1973a. Principles and measuring techniques of turbulent characteristics in open-channel flows, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 802-A, 82 p.
- MC QUIVEY, R.S., 1973b. Summary of turbulence data from rivers, convergence channels and laboratory flumes, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 802-B, 66 p
- MARTVALL, S. and NILSSON, G., 1972. Experimental studies of meandering. The transport and deposition of material in curved channels, *UNGI Rapport 20*, Uppsala, 100 p.
- MELAND, N. and NORRMAN, J.O., 1966. Transport velocities of single particles in bedload motion, *Geog. Ann.*, 48A, 165-182.
- MILLER, R.L. and BYRNE, R.J., 1966. The angle of repose for a single grain on a fixed rough bed, *Sedimentol.*, 6, 303-314.
- MILLER, M.C., MC CAVE, I.N. and KOMAR, P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents, *Sedimentol.*, 24, 507-527.
- NADEN, P., 1987. An erosion criterion for gravel-bed-rivers, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 12, 83-93.
- NOVAK., 1973. Predicting coarse sediment transport: the Hjulström curve revisited. *In Fluvial geomorphology*, MORISAWA, M. (Ed.) SUNY Binghamton, Publication in geomorphology, 13.
- PERRY, A.E. and JOUBERT, P.N., 1963. Rough-wall boundary layers in adverse pressure gradients, *J. Fluid Mech.*, 17, 193-221.
- PETIT, F., 1984. Les processus contrôlant l'évolution du tracé d'une rivière ardennaise, *Z. Géomorphol., Suppl. Bd 49*, 95-109.

- PETIT, F., 1986. Channel development in two streams of contrasting bed-load and regime. *In* International Geomorphology, Part I, GARDINER, V., (Ed.) Wiley and Sons, 611-622.
- PETIT, F., 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river (La Rulles - Ardenne), *Catena*, 14(5): 453-468.
- PETIT, F., 1989a. The evaluation of grain shear stress from experiments in a pebble-bedded flume, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 14, 499-508.
- PETIT, F., 1989b. L'influence de la forme des cailloux en tant que facteur de résistance à l'érosion. Expériences en flume et observations en rivière naturelle, *Revue Géographie de Lyon*, 64(4): 231-239.
- PETIT, F., 1989c. Evaluation des critères de mise en mouvement et de transport de la charge de fond en milieu naturel. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 25, 91-111.
- PETIT, F., 1990a. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 15, 135-148.
- PETIT, F., 1990b. Evaluation de la force tractrice de la charge caillouteuse; expériences en flume et observations en rivières naturelles. *Int. Ass. Hydrol. Sc.*, 194, 263-271.
- POESEN, J., 1987. Transport of rock fragments by rill flow - A field study, *Catena*, Supl. 8, 35-54.
- RAMETTE M. and HEUZEL M., 1962. Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs, *La Houille Blanche*, 389-399.
- RAUWS, G., 1987. The initiation of rills on a plane beds of non-cohesive sediments. *Catena*, Supl 8, 107-118.
- REID, I., and FROSTICK, L.E., 1984. Particle interaction and its effect on the thresholds of initial and final bedload motion in coarse alluvial channels. *In* Sedimentology of gravels and Conglomerates, KOSTER, E.H. and STEEL, R. J. (Eds), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 61-68.
- REID, I. and FROSTICK, L.E., 1986. Dynamics of bedload transport in Turkey brook, A coarse-grained alluvial channel, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 11, 143-155.
- REID, I., FROSTICK, L.E. and LAYMAN, J.T., 1985. The incidence and nature of bedload transport during floods flows in coarse grained alluvial channels, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 10-1, 33-44.
- RICHARDS, K., 1982. *Rivers, Form and Process in alluvial channels*. Methuen, London, 358 p.
- ROBERT, A., 1990. Boundary roughness in coarse-grained channels. *Progress in Physical Geography*, 14(1): 42-70.
- SAVINI, J. and BODHAINE, G.L., 1971. Analysis of current-meter data at Columbia River gauging stations, Washington and Oregon, *Wat. Supply Pap. U.S. Géol. Surv.*, 1869 F.
- SINGHAL, M.K., MOHAN, J. and AGRAWAL, A.K., 1980. Role of grain shear stress in sediment transport, *Irrigation and Power*, 37, 105-108.
- STERNBERG, R.W., 1971. Measurements of incipient motion of sediment particles in the marine environment, *Marine Geology*, 10, 113-119.
- WILCOCK, D.N., 1967. Coarse bedload as a factor determining bed slope. Colloque sur la morphologie des rivières, Assemblée générale de Berne, *Assoc. Inter. Hydrol. Scient.*, 75, 143-150.
- YEN, C.L., 1970. Bed topography effect on flow in a meander, *J. Hydraul. Div. Am.Soc. Civ. Eng.*, 105, 381-392.