



# Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs

Mikaël Attal

► **To cite this version:**

Mikaël Attal. Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs. Géomorphologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2003. Français. <tel-00004097>

**HAL Id: tel-00004097**

**<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00004097>**

Submitted on 5 Jan 2004

**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.

UNIVERSITE GRENOBLE I – JOSEPH FOURIER  
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

THESE DE DOCTORAT  
Mention Science  
Spécialité : géomorphologie

Mikaël ATTAL

Erosion des galets des rivières de montagne au cours du  
transport fluvial : étude expérimentale et application aux  
réseaux hydrographiques d'orogènes actifs

Thèse soutenue le 31 octobre 2003 devant le jury composé de MM.

Philippe DAVY	Président
Philippe BELLEUDY	Rapporteur
Niels HOVIUS	Rapporteur
Jérôme LAVE	Directeur de thèse
Jean-Louis MUGNIER	Directeur de thèse



## Remerciements

Ce manuscrit représente l'aboutissement de quatre années de travail au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble. Cette thèse a été pour moi une expérience formidable et je tiens à remercier l'ensemble des personnes que j'ai côtoyées et qui y ont plus ou moins directement contribué.

Je souhaite tout d'abord dire un grand grand merci à Jérôme Lavé qui m'a donné l'opportunité et les moyens de mener à bien ce projet "original". Merci de m'avoir fait confiance (à raison ?!), merci pour ta grande disponibilité et ta patience tout au long de cette aventure, et merci pour ton soutien dans les moments difficiles, en particulier sur la fin (les plans ne se déroulent pas toujours sans accroc...). Les nombreuses discussions que nous avons eues m'ont beaucoup apporté et m'ont permis d'évoluer dans le domaine de la géomorphologie, un domaine qui m'était étranger au début de ma thèse. Cela a été un réel plaisir de travailler avec toi et j'espère que notre collaboration se poursuivra dans le futur. J'espère aussi que ton idée de renoncer à encadrer de nouveaux thésards suite à l'émotion des derniers jours ne sera que temporaire...

Je remercie ensuite Niels Hovius et Philippe Belleudy qui ont accepté de rapporter mon manuscrit, et ce dans des délais que l'on peut qualifier de "brefs". Je remercie d'une manière générale l'ensemble des membres du jury (Niels et Philippe, ainsi que Philippe Davy qui a admirablement rempli son rôle de président et Jérôme Lavé et Jean-Louis Mugnier mes deux directeurs) pour leur attitude qui a grandement contribué à détendre l'atmosphère, pour leurs remarques constructives et la discussion qu'ils ont entretenue. Merci aussi à la Maison des Sciences de l'Homme pour le prêt du joli amphithéâtre et à Gilles (MSH) qui s'est très gentiment chargé de toute la logistique.

Je tiens à remercier les personnes qui m'ont aidé à la réalisation du dispositif expérimental, le cœur du projet de recherche. Un grand merci à Jean-Paul Masson, ingénieur d'étude au LGIT, sans qui le projet n'aurait pu être réalisé. Monter une manip ne s'improvise pas et Jean-Paul m'a consacré énormément de temps pour me guider au cours des différentes étapes qui ont permis la réalisation du canal circulaire. Sa grande expérience et ses conseils m'ont aidé à déjouer les pièges de la conception, ce dont je lui en suis extrêmement reconnaissant.

Je remercie également toutes les personnes, chercheurs, ingénieurs et techniciens, qui ont gentiment accepté de m'aider lorsque j'étais en difficulté, évoluant au sein de domaines inconnus, les gens de l'école d'hydraulique en particulier : Jean-Claude Jay (HMG), Jean-François Verdys (HMG), Jean-Pierre Franc et Thierry Maître (LEGI). Pour la fourniture du matériel, je remercie tout d'abord Henri Mora et Yves Orenge du LIRIGM ainsi que Jean-Paul Masson et Yves Garnier du LGIT et Jean-Claude Fils de l'ENSIEG qui m'ont gracieusement ouvert les portes de leurs ateliers respectifs, un geste qui m'a énormément aidé lors du montage du dispositif. Je remercie ensuite Henri Didelle (LEGI) pour les traceurs, les gens du Madylam pour le chariot élévateur, Bernard Rey (3S) pour le pilotage de l'engin, Lorenzo Spadini (LGIT) pour les micro-moulinets, Gabriel Fournier (HMG) pour les tubes de Pitot, Nicole Henriet et Pascal Perrotin de (ESIGEC Chambéry) pour le prêt de la caméra rapide et Thierry Villemin qui a joué le rôle de médiateur, Euromasters pour le don des pneus (!),...

Je remercie les personnes que j'ai fréquentées au labo et qui ont constitué mon environnement naturel durant ces 4 années, chercheurs, techniciens et étudiants. Dans ces derniers, je tiens à remercier particulièrement ceux qui ont toujours été présents, jour et parfois nuit : tout d'abord mon co-bureau Gilles qui m'a supporté pendant presque 3 ans, belle prestation ; il a malheureusement décidé de me quitter après cette longue période de vie commune pour voler vers des cieux plus septentrionaux (Gilles a toujours été très volage, je savais à quoi m'en tenir...). Puis Bénédicte pour sa gentillesse et sa bonne humeur permanentes, Bruno pour sa mauvaise humeur permanente, Jean-Christophe notre idole à tous, Bardhyl ma fleur albanaise, Vince le sniper lyonnais (ne lui tournez jamais le dos...), Ananta le sherpa, Julien, Chaker, Jérôme, Crélia, Magali, les deux François (le chevelu et le dentiste de Crolles), Benham, Manu (ah non, c'est vrai, c'est pas un étudiant...) pour les thésards du LGCA + Super TomTom, ma moitié pendant ma dernière année en 1/2 ATER (il est l'autre 1/2). Merci aussi à Jen-Pihlbilppe, notre dynamique ATER des îles, que je n'ai malheureusement fréquenté que pendant les derniers mois. Pour la fine équipe du LGIT : un grand merci à Mumu (SSS forever), Sissi et Pascal (la belle et la bête), Clarisse et Laurent (alias Loana et Steevy), Marianne et Vincent (l'acrobate et le clown), Olivier (déclaré source d'intérêt public depuis... depuis... oh là là !), Nathanaël (no limit), Marielle et Nicolas, Renaud, François, Sylvette, Omblin et Florent...

Les étudiants qui sont passés par le LGCA en maîtrise ou en DEA et qui ont contribué volontairement ou malgré eux à mettre une bonne ambiance au labo : Séverine, Zaz, Anita, Christine, Agnès, Michel, Hugues, François, Loïc et Yannick.

Je vous souhaite à tous bonne chance pour la suite...

Un grand merci à Rodolphe, pièce maîtresse de l'édifice, l'un des piliers majeurs de la Maison des Géosciences (ne vous fiez pas à sa petite taille...), qui maintenait en forme le réseau informatique. Disponible pratiquement 24h/24, je connais peu d'informaticiens qui trouvent la patience d'attendre la fin d'une répétition de thèse à 23h afin de pouvoir graver un CD...

Un remerciement particulier à Annie qui a rassemblé toutes les personnes présentes au labo pour fêter mon anniversaire à l'insu de mon plein gré, à 3 jours de rendre mon manuscrit ! Une attention qui m'a vraiment touché à un moment où j'en avais réellement besoin.

Hors Grenoble, il y a toute une série d'amis qui m'ont soutenu, à commencer par mes compagnons de DEA : Maud, La Steph, Lies, Gweltaz, Djer, Zan, José-Luis Garcia Diaz de la Fuca Plate, Fredouille, Nico le Savoyard, Jolail et Pyvio. Puis il y a les copains de fac, voire du lycée ou d'ailleurs, merci à vous d'avoir cru en moi (il y en a qui ne doutent de rien) : Fab et Manu (et Elise), Jérôme et son chalet à Biot, l'autre Jérôme alias Ej le toulousain (je dois développer des affinités particulières avec les Jérôme...), Sophie et Lionel, Catherine du Rabot, Christine, Marion, Sansan, Sandra, Gaël, les andouilles du z.group (Sam, Jean-Mi, Seb, Laurent, Gwendal, Steph et Bod),...

Je ne dois pas oublier de remercier l'ensemble des personnes avec qui j'ai eu le plaisir d'enseigner : Elisabeth – Babette – Carrio, Christophe Griggo, Simon Amaudric du Chaffaut, Jean-Louis Pairis, Etienne Audebaud alias "le Colonel" (dont j'ai beaucoup appris, pédagogiquement et philosophiquement), Peter van der Beek, Manu Martelat, François Renard, Anne Letreguilly, Mme Sarrot... Si je suis autant passionné par l'enseignement à l'heure actuelle, c'est en partie grâce à vous. Eh bien, ça en fait du monde ! Mais continuons...

Pendant ma thèse, je suis parti à deux reprises 6 semaines au Népal, une expérience fantastique pour quelqu'un qui a toujours rêvé de voyager. Un dépaysement total, une aventure inoubliable pour les yeux, pour l'esprit... et pour l'estomac (un grand merci à Smecta, Immodium et Doliprane).

Pour les missions "tranchées", je remercie Madhab Raj Pandey (le sympathique directeur du DMG) qui a géré la logistique de main de maître, Sapkota et Kafle (chercheurs du DMG), Dinat (DMG, fou du volant de la première mission, un conducteur très très optimiste vu l'état des routes, si si, j'insiste, 140 km/h, fallait oser...), Mohot (DMG) et Ramesh (Himalayan Experience) (2001 drivers), sans oublier Ananta, notre ami thésard népalo-français. Ce n'était pas de leur faute, je les remercie donc quand même, les deux cuisiniers de la seconde mission qui ont bien voulu me faire des patates bouillies pendant une semaine alors qu'ils assistaient, impuissants, au développement de ma "bath phobia" (bath ça veut dire riz en népalais). Je remercie enfin Doug Yule, chef de mission américain, et son étudiant Chris, pour leur gentillesse et leur compassion. Les deux missions ont été placées sous le signe de la bonne humeur et en plus nous avons découvert des choses très très intéressantes, une véritable réussite !

Pour les missions "galets" sur la Marsyandi (au cours desquelles nous avons extrait, tamisé, nettoyé, trié et pesé plus de 10 tonnes de galets, je tiens à le souligner), je remercie tout d'abord Tank Ojha de l'Himalayan Experience pour l'organisation et l'accueil. Puis je remercie Mukesh (Him. Experience), Saraju (météorologue) et les 2 porteurs pour la mission 2000, Ajay (Him. Experience) et les 3 porteurs Mangal, Prem et Y Shing pour la mission 2001 : merci à vous pour votre sympathie et votre volonté au travail. Une spéciale dédicace à Ajay, mon guide de la mission 2001. Un garçon adorable : gentil, dévoué, cultivé, passionné, ouvert d'esprit, aimant sa culture et aimant la faire partager. Au détour d'un village, il m'a fait découvrir des endroits superbes, des lodges "surprenants", déguster des spécialités locales (des "dal-bath" comme je n'en avais jamais mangé !) et rencontrer ses amis, des petites choses qui m'ont montré une vallée de la Marsyandi différente de celle que j'avais connue l'année précédente, encore plus captivante, c'est peu dire !

De l'autre côté du monde, aux USA, se trouve le reste de l'équipe du Marsyandi Project. Je remercie grandement Doug Burbank de l'UCSB, chef de projet, qui m'a donné la possibilité de travailler au Népal et de présenter mes données à Santa-Barbara. Je remercie également Giulia pour l'accueil ainsi que Beth, Amber, Michelle et tous les autres membres de l'équipe. Un grand merci en particulier à Beth qui a bien voulu m'héberger les nuits qui ont précédé et suivi mon petit périple automobile. Merci de m'avoir ouvert ta porte le dernier soir à 1h30 du matin, je te promets que je ferai davantage attention la prochaine fois que j'estimerai mon temps de retour à partir d'un carte... Voilà, encore une personne formidable, et qui ne s'y est pas trompée puisqu'elle a épousé Ajay, mon guide népalais ! Je vous souhaite tous mes vœux de bonheur.

Enfin, je m'excuse par avance auprès des gens que j'aurais oublié par mégarde, ils auront toutes les raisons de m'en vouloir vu l'exhaustivité de cette liste. Néanmoins, je leur demande d'être indulgent tant il est difficile de se souvenir au moment de la rédaction de l'ensemble des personnes qui m'ont apporté quelque chose, ne serait-ce que par leur présence, pendant ces quatre riches années. Je souhaiterais aussi faire un petit clin d'oeil à mes capricieuses mais fidèles 205 qui ont toujours été là (vous ne pouvez pas comprendre...).

J'en vois qui sont en train de grimacer... Mais non, je ne vous ai pas oublié ! Je voulais juste garder le meilleur pour la fin ! Je souhaite dire un grand grand merci à ma famille, en particulier à Maman et Papa, Raphaël et Johanna. Merci à vous de m'avoir toujours soutenu et d'avoir fait de moi ce que je suis. Cette thèse vous est dédiée...

## Résumé

Les reliefs terrestres résultent de la compétition entre deux processus antagonistes : le soulèvement tectonique et l'érosion. A l'échelle d'une chaîne de montagne, les rivières constituent les agents du modelé des paysages les plus importants : en réponse au soulèvement, elles s'incisent dans les massifs rocheux et contrôlent ainsi l'abaissement progressif du niveau de base pour les processus d'érosion des versants, notamment les glissements de terrain. Elles assurent de surcroît l'évacuation des produits de l'érosion de la chaîne sous forme de charge dissoute, de charge en suspension ou de charge de fond. Cette dernière interagit avec le substrat rocheux de la rivière et en contrôle la vitesse et le mode d'abrasion. Une bonne compréhension et une quantification des processus d'abrasion liés aux interactions entre les galets et le fond rocheux est donc nécessaire pour comprendre l'évolution des paysages montagneux.

Dans cette optique, nous avons réalisé une étude expérimentale basée sur un dispositif inédit dans lequel nous reproduisons de manière relativement réaliste les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle. Par rapport aux précédentes études, nous confirmons le contrôle exercé par la lithologie des matériaux et par la vitesse des particules, avec notamment une relation entre le taux d'abrasion et l'énergie cinétique des galets. La dépendance vis-à-vis de la taille des particules est cependant complexe à décrire par une loi simple ; par exemple, la tendance observée au sein de matériel hétérogène granulométriquement va à l'encontre de ce que l'on observe lorsque l'on utilise du matériel calibré : plus les particules sont petites, plus elles s'érodent rapidement. Ces premiers résultats, même s'ils nécessitent d'être caractérisés plus finement dans le cadre d'expériences futures, indiquent que l'abrasion des galets comme celle du substrat rocheux dépend fortement de nombreuses variables et que la charge de fond exerce un contrôle majeur sur la géomorphologie du réseau fluvial et sur son évolution.

En combinant cette étude à une étude de terrain en contexte orogénique actif (vallée de la Marsyandi, Himalaya), là où l'évolution des caractéristiques des sédiments vers l'aval peut être interprétée en terme d'abrasion au cours du transport, de nouvelles vues sur les modalités d'approvisionnement et de transport des sédiments et sur les interactions entre ceux-ci et le substrat des rivières ont pu être proposées. Nous montrons en particulier que l'évolution de la granulométrie des alluvions vers l'aval reflète principalement l'influence des sources et les modalités de transport. Les taux de réduction de taille mesurés sur le terrain ne peuvent donc pas être directement comparés à des taux d'abrasion. En revanche, l'abrasion des galets peut être mise en évidence par l'évolution des proportions lithologiques vers l'aval, celle-ci étant moins sensible aux effets de source et de transport. On parvient, via un modèle numérique simple, à réconcilier pour la première fois les taux d'abrasion obtenus expérimentalement et ceux déduits des observations faites le long de la rivière.

Nos résultats de terrain et expérimentaux soulignent enfin l'importance de la distribution spatiale et temporelle des zones d'apport et de leurs caractéristiques et confirment le rôle majeur joué par la lithologie du substrat rocheux et de la charge de fond en terme de contrôle des processus tectoniques et de dénudation, et par conséquent en terme d'évolution à long terme des chaînes de montagne.

Mots-clé : érosion, galets, transport fluvial, incision fluviale, chaînes de montagne, étude expérimentale, Himalaya.

## Abstract

Terrestrial landscapes result from the competition between two opposing processes: tectonic uplift and erosion. At mountain range scale, rivers are the most important agents that shape the landscape: in response to uplift, they incise into bedrock and control the progressive lowering of base level for hillslope erosion, in particular by landslides. Moreover, they evacuate the erosional products of the range as dissolved, suspended and bed load. The latter interacts with river bedrock and controls the mode and rate of its incision. A thorough understanding and quantification of abrasion processes linked to pebble – bedrock interactions is therefore necessary to understand the evolution of mountainous landscapes.

To this aim, we have realized an experimental study based on a new device in which we reproduce as realistically as possible the abrasion processes that act in natural rivers. With regard to previous studies, we confirm the control exerted by pebble lithology and particle velocity, with in particular a relationship between abrasion rate and particle kinetic energy. The dependence on particle size is, however, complex to describe by a single law; for example, the trend observed by using material that is heterogeneous in size is opposite to the one obtained by using graded material: in the first case, the smaller the particles, the faster they are abraded. These first results, which need to be characterized more finely by further experiments, indicate that pebble and bedrock abrasion strongly depends on numerous variables and that the bedload exerts a major control on the geomorphology and evolution of the fluvial network.

Parallel to this experimental study, a field study has been carried out in an active orogenic setting (Marsyandi valley, Himalaya), where the downstream evolution of sediment characteristics can be interpreted in terms of abrasion during fluvial transport. Combining the two studies leads to new insights in sediment supply and transport modalities and in interactions between sediments and bedrock. We show, in particular, that the downstream evolution in grain size reflects mainly the influence of the sources and the transport modalities. Therefore, fining rates measured in the field cannot be compared directly with experimental abrasion rates. On the other hand, pebble abrasion can be revealed by the downstream evolution of lithologic proportions, the latter being less sensitive to source and transport effects. By using a simple numerical model, we achieve to reconcile experimental abrasion rates with those deduced from the observations along the Marsyandi River.

Our experimental and field results emphasize the importance of the spatial and temporal distribution of supply zones and of their characteristics, and confirm the major role played by bedrock and bedload lithology in terms of controlling tectonic and denudational processes, and consequently in terms of the long term evolution of mountain ranges.

Key-words : erosion, pebbles, fluvial transport, fluvial incision, mountain ranges, experimental study, Himalaya.

# TABLE DES MATIERES

Remerciements – Résumé – Abstract	
Liste des figures	7
<b>INTRODUCTION</b>	<b>11</b>
<b>CHAPITRE I : ETUDE EXPERIMENTALE</b>	<b>14</b>
1. Historique, problématique actuelle	14
1.1. Les apports des études expérimentales portant sur l’abrasion des galets au cours du transport fluvial	14
<u>1.1.1. Introduction</u>	<u>14</u>
<u>1.1.2. L’abrasion au cours du transport fluvial : description des mécanismes mis en jeu</u>	<u>17</u>
1.1.2.1. Les processus d’altération	17
1.1.2.2. Description des mécanismes d’abrasion et d’érosion	18
1.1.2.2.1. Abrasion liée au frottement	19
1.1.2.2.2. Erosion par particules solides	20
1.1.2.2.3. Mécanique du contact et érosion	21
1.1.2.2.4. Erosion par cavitation	22
<u>1.1.3. Les expériences en tambour à axe horizontal</u>	<u>23</u>
1.1.3.1. Brève synthèse des résultats obtenus	23
1.1.3.2. Critique du dispositif	25
<u>1.1.4. Les expériences en canal circulaire</u>	<u>26</u>
1.1.4.1. L'abrasion des galets par les particules en suspension [Kuenen, 1955]	26
1.1.4.2. L’abrasion des galets au cours du transport fluvial : première étude systématique [Kuenen, 1956]	26
1.1.4.3. Le rôle de l’altération des galets [Bradley, 1970]	31
<u>1.1.5. Bilan des études expérimentales : les conclusions et les questions en suspens</u>	<u>33</u>
1.2. Incision fluviale et problématiques actuelles	35

<u>1.2.1. Introduction</u>	<u>35</u>
<u>1.2.2. Caractérisation des interactions sédiments – substrat rocheux</u>	<u>36</u>
1.2.2.1. Etudes de terrain	36
1.2.2.2. Etude expérimentale [Sklar et Dietrich, 2001]	37
<u>1.2.3. Les objectifs de la présente étude</u>	<u>40</u>
<b>2. Définition de la géométrie et dimensionnement du dispositif</b>	<b>42</b>
2.1. Choix de la géométrie du dispositif	42
2.2. Les expériences sur la maquette à l'échelle 1/5ème	48
<u>2.2.1. Approche théorique du comportement des fluides dans le canal</u>	<u>48</u>
<u>2.2.2. Considérations hydrodynamiques, lois de similarité</u>	<u>50</u>
<u>2.2.3. Conception de la maquette</u>	<u>54</u>
<u>2.2.4. Les expériences réalisées</u>	<u>58</u>
2.2.4.1. Caractérisation des écoulements fluides.	58
2.2.4.2. Comportement des galets dans le canal.	65
<u>2.2.5. Bilan : choix de la géométrie définitive du dispositif expérimental</u>	<u>70</u>
<b>3. Réalisation du dispositif expérimental</b>	<b>72</b>
3.1. Les principaux organes du dispositif	76
<u>3.1.1. Le canal circulaire et sa charpente</u>	<u>76</u>
<u>3.1.2. Les hublots</u>	<u>80</u>
<u>3.1.3. Le bocal-relais</u>	<u>82</u>
<u>3.1.4. La cuve</u>	<u>84</u>
<u>3.1.5. Le débitmètre</u>	<u>85</u>
<u>3.1.6. La pompe et son variateur</u>	<u>87</u>
3.1.6.1. Calcul des pertes de charge du circuit et dimensionnement de la pompe	87
3.1.6.1.1. Calcul des pertes de charge réparties	90
3.1.6.1.2. Calcul des pertes de charge singulières	91

3.1.6.1.3. Bilan : estimation de la perte de charge totale et choix de la pompe	96
3.1.6.2. Estimation des variations de perte de charge en fonction du débit, rôle du variateur	99
3.2. Montage du dispositif expérimental	103
<u>3.2.1. Mise en place des plaques à la base des pieds de la charpente</u>	<u>103</u>
<u>3.2.2. Mise en place de la charpente</u>	<u>103</u>
<u>3.2.3. Mise en place de la capacité</u>	<u>103</u>
<u>3.2.4. Pose des hublots du canal circulaire</u>	<u>104</u>
<u>3.2.5. Mise en place du canal circulaire</u>	<u>104</u>
<u>3.2.6. Assemblage de la tuyauterie rigide</u>	<u>105</u>
<u>3.2.7. Mise en place de la pompe : surélévation, connexion avec la capacité</u>	<u>106</u>
<u>3.2.8. Réalisation des supports de la tuyauterie rigide</u>	<u>108</u>
<u>3.2.9. Mise en place de la tuyauterie rigide</u>	<u>110</u>
<u>3.2.10. Mise en place de la tuyauterie souple</u>	<u>111</u>
<u>3.2.11. Préparation au remplissage, premier remplissage</u>	<u>111</u>
<u>3.2.12. Préparation du canal : mise en place des parements latéraux</u>	<u>112</u>
<u>3.2.13. Mise en place du tamis</u>	<u>113</u>
<u>3.2.14. Préparation du canal : les derniers détails</u>	<u>113</u>
<u>3.2.15. Mise en route du dispositif, premiers essais</u>	<u>114</u>
<u>3.2.16. Réalisation et pose des parements basaux</u>	<u>114</u>
4. Simulation de l'abrasion	117
4.1. Configuration du dispositif	117
4.2. Les variables et leur mesure	118
<u>4.2.1. Les variables hydrodynamiques</u>	<u>118</u>
4.2.1.1. Les mesures effectuées	118
4.2.1.1.1. Mesure des dimensions du vortex	118
4.2.1.1.2. Mesure du champ de vitesse des fluides dans le canal	120
4.2.1.2. Modèles d'écoulement des fluides dans le canal	124

4.2.1.2.1. Définition de la hauteur de la lame d'eau débordant au niveau de la bordure interne	124
4.2.1.2.2. Modèle de vitesse à l'intérieur du canal	128
4.2.1.2.3. Evaluation de la contrainte cisailante basale	132
4.2.1.2.4. Capacité de transport et flux de sédiments	134
<u>4.2.2. La vitesse et la trajectoire des particules</u>	<u>136</u>
4.2.2.1. Comportement des galets dans le canal : observations qualitatives	136
4.2.2.2. Procédure expérimentale	140
4.2.2.3. Détermination de la distance parcourue par les galets en un tour de canal	142
4.2.2.4. Détermination de la vitesse des particules	143
4.2.2.4.1. Détermination de la vitesse moyenne des galets	144
4.2.2.4.2. Détermination de la vitesse instantanée des galets	148
<u>4.2.3. La mesure de l'érosion</u>	<u>150</u>
4.2.3.1. Pesée et incertitude	150
4.2.3.2. Présentation du matériel récupéré à la fin de l'expérience	151
4.3. Les expériences d'abrasion des galets	153
<u>4.3.1. Choix du matériel utilisé</u>	<u>153</u>
<u>4.3.2. Description des expériences</u>	<u>155</u>
<u>4.3.3. Test de la non-abrasivité du canal</u>	<u>157</u>
<u>4.3.4. Les taux d'abrasion expérimentaux</u>	<u>158</u>
4.3.4.1. Définition des produits de l'érosion	158
4.3.4.2. Les données brutes	158
4.3.4.3. Calcul des incertitudes sur les mesures	160
4.3.4.3.1. Incertitude sur les mesures absolues	160
4.3.4.3.2. Variabilité des taux d'abrasion au cours d'une expérience pour des galets considérés individuellement	161
4.3.4.3.3. Effet de l'utilisation répétée des mêmes sédiments d'une expérience à l'autre	162
4.3.4.4. Interprétation des résultats	165
4.3.4.4.1. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la vitesse des particules	165

4.3.4.4.2. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la quantité de sédiment	166
4.3.4.4.3. Influence de la taille des particules sur les taux d'abrasion	173
<u>4.3.5. Les produits de l'abrasion des galets calcaires</u>	<u>174</u>
<u>4.3.6. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la lithologie</u>	<u>180</u>
4.3.6.1. Expériences d'abrasion avec les lithologies himalayennes	180
4.3.6.2. Effet de la présence de galets de lithologies résistantes sur les taux d'abrasion des galets de calcaire	182
<u>4.3.7. Variations des taux d'abrasion en fonction de la taille relative des galets les uns par rapport aux autres</u>	<u>184</u>
4.3.7.1. Observations	184
4.3.7.2. Explication préliminaire du phénomène	185
4.4. Synthèse sur l'étude expérimentale	186
<u>4.4.1. Les principaux résultats</u>	<u>186</u>
<u>4.4.2. Perspectives à court et moyen terme</u>	<u>191</u>
4.4.2.1. Perfectionnement du dispositif	191
4.4.2.1.1. Le choix du matériel	191
4.4.2.1.2. La procédure expérimentale	191
4.4.2.1.3. Les méthodes de mesure	191
4.4.2.2. Les expériences futures	192
<b>CHAPITRE II : ETUDE DE TERRAIN</b>	<b>195</b>
1. Introduction	197
2. General considerations on downstream pebble size evolution in a uniformly eroded landscape	199
3. Location and geodynamic setting	201
4. Field measurements in Marsyandi valley	203
4.1 Sampling sites and geomorphic objects	203
4.2 Counting and sampling procedures	205
4.3 Lithologic identification	206

4.4 Sources characteristics	207
4.5 Gravel bar material characteristics	208
<u>4.5.1 Downstream evolution of lithologies</u>	<u>209</u>
<u>4.5.2 Downstream evolution in grain size</u>	<u>210</u>
<u>4.5.3 Terrace material and temporal variations in transported sediments</u>	<u>211</u>
5. Comparison between experimental and natural abrasion	212
5.1 Experimental abrasion rates of Himalayan Lithologies	212
5.2 Integrated model for the Marsyandi watershed	214
5.3 Results of the different models	216
<u>5.3.1 Lithologic proportions</u>	<u>216</u>
<u>5.3.2 Size distributions</u>	<u>217</u>
<u>5.3.3 Lithologic size distribution</u>	<u>218</u>
6. Discussion	219
6.1 Why is gravel bar material coarser than hillslope material supplied to the fluvial network?	219
6.2 Pebble abrasion and sediment transport across active orogens	222
6.3 Pebble abrasion coefficients, bedrock erodability and mountain denudation	225
7. Conclusions	226
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</b>	<b>258</b>
1. Bilan sur le dispositif expérimental	258
2. La réduction de la taille des galets	259
2.1. Les variables contrôlant l'abrasion	259
2.2. Transposition des taux d'abrasion expérimentaux aux rivières naturelles	261
3. L'incision fluviale et l'évolution du relief	262
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>267</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>276</b>

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : présentation de quelques tambours à axe horizontal	16
Figure 2 : vues supérieure et transversale du canal circulaire utilisé par Kuenen	17
Figure 3 : description schématique du processus de dégradation par fatigue	19
Figure 4 : taux d'érosion relatif en fonction de l'angle d'impact de particules	22
Figure 5 : représentation schématique des cylindres d'abrasion utilisés par Sklar et Dietrich	38
Figure 6 : exemple de canal expérimental	44
Figure 7 : “ Waterfall ”, lithographie de M.C. Escher, 1961	44
Figure 8 : principe de fonctionnement du système à disques	45
Figure 9 : principe de fonctionnement du système à fond mobile	46
Figure 10 : principe de fonctionnement du canal circulaire	47
Figure 11 : représentation des champs de vitesse longitudinale et transverse dans un canal courbe	50
Figure 12 : plan de la maquette du canal à l'échelle à 1/5 <sup>ème</sup>	55
Figure 13 : coupe transversale de la maquette en configuration “ surélevée ”	56
Figure 14 : vue d'ensemble du dispositif expérimental à l'échelle 1/5 <sup>ème</sup>	57
Figure 15 : détails du vortex se formant pendant le fonctionnement du dispositif	57
Figure 16 : photos utilisées pour la détermination du champ de vitesse des fluides dans la maquette	60
Figure 17 : localisation des plans lumineux utilisés pour les expériences de visualisation	61
Figure 18 (partie 1) : résultats expérimentaux avec introduction de galets dans le canal	67
Figure 18 (partie 2) : résultats expérimentaux avec introduction de galets dans le canal	68
Figure 19 : vitesse des galets en fonction de la vitesse moyenne des fluides	69
Figure 20 (partie 1) : plan de l'ensemble du dispositif expérimental	74
Figure 20 (partie 2) : plan de l'ensemble du dispositif expérimental	75
Figure 21 (partie 1) : plan du canal sur sa charpente	77
Figure 21 (partie 2) : plan du canal sur sa charpente	78
Figure 21 (partie 3) : détail de la découpe des emplacements pour les hublots	79
Figure 22 : abaque utilisé pour calculer la déformation d'une plaque soumise à des forces réparties	81
Figure 23 : plans du bocal-relais	83
Figure 24 : plans de la cuve en PEHD	84

Figure 25 : schéma illustrant le principe de fonctionnement du débitmètre électromagnétique	86
Figure 26 : abaques de Nikuradse [1933] et de Colebrook [1939]	89
Figure 27 : abaque donnant le coefficient $k_p$ intervenant dans la calcul de perte de charge d'un convergent	92
Figure 28 : abaque donnant les coefficients $K_1$ et $K_2$ intervenant dans le calcul des pertes de charge associées à un coude à angle arrondi	95
Figure 29 : perte de charge associée à une succession de deux coudes à $90^\circ$	96
Figure 30 : courbes caractéristiques de pompe fournies par le constructeur	98
Figure 31 : courbes caractéristiques du dispositif expérimental	102
Figure 32 : vue d'ensemble des hublots du canal circulaire	104
Figure 33 : le redresseur de courant qui a été placé dans la tuyauterie en sortie de pompe pour stabiliser l'écoulement	106
Figure 34 : pompe avant et après surélévation et connexion avec la cuve.	107
Figure 35 : vue d'ensemble de la tuyauterie rigide maintenue à environ 1,5 m du sol par 4 supports métalliques	108
Figure 36 : représentation schématique des forces s'exerçant sur un coude	109
Figure 37 : détail du système de fixation des parements sur la paroi externe du canal.	112
Figure 38 : les parements basaux	115
Figure 39 : vue d'ensemble du dispositif expérimental	116
Figure 40 : les quatre classes granulométriques utilisées au cours des expériences	118
Figure 41 : relation entre les hauteurs $h_{int}$ et $h_{ext}$ mesurées expérimentalement	119
Figure 42 : relation entre la vitesse d'injection et la vitesse moyenne des fluides dans le canal	120
Figure 43 : principe de fonctionnement du tube de Pitot	121
Figure 44 : profils de vitesse pour l'expérience avec le fond en pneu et une vitesse d'injection de 3,5 m/s	123
Figure 45 : profils de vitesse pour l'expérience avec 69 kg de galets de la fraction 6-8 cm et une vitesse d'injection de 2,2 m/s	123
Figure 46 : relation entre les vitesses moyennes des fluides déduites de la taille du vortex et mesurées au tube de Pitot	124
Figure 47 : coupe transversale du canal montrant la répartition des isobares en l'absence de gradient vertical de vitesse	125
Figure 48 : perturbation de l'écoulement au niveau du débordement	126

Figure 49 : comparaison de la hauteur de la lame d'eau débordant mesurée avec la hauteur prédite par le modèle pour le canal nu	127
Figure 50 : comparaison de la hauteur de la lame d'eau débordant mesurée avec la hauteur prédite par le modèle pour un canal rempli de sédiments	127
Figure 51 : relation entre la vitesse d'injection et la vitesse moyenne des fluides dans le canal	129
Figure 52 : formation progressive du vortex au démarrage d'une expérience	130
Figure 53 : profils radiaux de vitesse mesurés et calculés	131
Figure 54 : comparaison du profil de vitesse mesuré et du profil estimé à partir des caractéristiques de la couche limite	132
Figure 55 : comparaison du flux de sédiment avec la capacité de transport pour les différentes expériences réalisées	135
Figure 56 : circulation des galets sur plusieurs couches	138
Figure 57 : modalités de mise en mouvement des sédiments en fonction de la vitesse des fluides	139
Figure 58 : images extraites d'une séquence vidéo	141
Figure 59 : rayon de courbure moyen des trajectoires des galets	143
Figure 60 : comparaison des valeurs de $U_g$ obtenues par différentes méthodes	144
Figure 61 : vitesse des galets déterminée à partir du chronométrage du galet rose	145
Figure 62 : vitesse des galets en fonction de la vitesse moyenne des fluides	146
Figure 63 : vitesses des galets prédites par la relation empirique $f_4 (U_{fl}, D, P)$	148
Figure 64 : estimation de la vitesse instantanée des galets en fonction du rayon de courbure de leur trajectoire	149
Figure 65 : aperçu des sédiments extraits du dispositif à la fin d'une expérience	152
Figure 66 : carte géologique simplifiée du massif du Dévoluy-Bochaine	155
Figure 67 : taux d'abrasions individuels pour les neuf galets-test (expériences 39 à 42)	162
Figure 68 : synthèse des résultats expérimentaux de la fraction 1-2 cm	167
Figure 68 : synthèse des résultats expérimentaux de la fraction 2-4 cm	168
Figure 70 : disposition des galets considérée pour le calcul du poids de sédiments nécessaire à la couverture du fond du canal	169
Figure 70bis : surface couverte par les galets selon leur taille et leur agencement	170
Figure 71 : évolution des taux d'abrasion en fonction du poids de sédiments	172
Figure 72 : évolution du taux d'abrasion en fonction de la taille moyenne des galets	174
Figure 73 : quantités de galets et de fragments produites au cours d'une expérience	175
Figure 74 : les produits de l'abrasion pour les expériences à 2-4 cm	176

Figure 75 : les produits de l'abrasion pour les expériences à 4-6 et 6-8 cm	177
Figure 76 : les fragments récupérés à la fin de l'expérience 40	178
Figure 77 : spectres granulométriques de la fraction inférieure à 0,5 mm prélevée dans la cuve à la fin de l'expérience 23	179
Figure 78 : relation entre les taux d'abrasion individuels et le poids initial des galets himalayens	185
CHAPITRE II : ETUDE DE TERRAIN :	
Figure 1: Downstream evolution in fluvial sediment size produced by pebble abrasion	242
Figure 2: Topographic map of the Narayani basin	243
Figure 3: Geological map of the Marsyandi catchment	244
Figure 4: Photos of a gravel-bar and of a surveyed landslide	245
Figure 5: Comparison of $D_{50}$ values obtained from different measurement methods	246
Figure 6: Cumulative size distributions for different sediment sources and gravel-bars from sub-surface measurements	247
Figure 7: evolution of the lithologic content of pebbles larger than 5 cm in gravel-bar material along the Marsyandi river	248
Figure 8: Evolution of the median size of gravel-bar material along the Marsyandi river	249
Figure 9: comparison of median size and lithologic content of terrace deposits and their closest gravel bars	250
Figure 10: maps of (a) lithology and (b) denudation rates used for the model	251
Figure 11: downstream evolution along the Marsyandi river of the lithologic content of bedload pebbles larger than 5 cm predicted by different end-member models	252
Figure 12: evolution along the Marsyandi river of the median size in the observed sub-surface gravel-bar material and in bedload as predicted by the different models	253
Figure 13: (a) Downstream evolution of the size distribution, averaged by zone, for sub-surface gravel-bar material coarser than 5 cm	254
Figure 13: (b) Downstream profiles of $D_{50}^*$ for crystalline and quartzite pebbles larger than 5 cm in sub-surface gravel-bar material along the Marsyandi river	254
Figure 14: differential motion diagram	255
Figure 15: shear stress profile computed for the 10 yr return peak flow conditions	256
Figure 16: Bedload proportion relative to the total sediment flux predicted by our integrative model	257

# Introduction

Les reliefs terrestres résultent de la compétition entre deux processus : la tectonique qui est à l'origine du soulèvement des massifs rocheux et l'érosion qui agit en sens inverse en retirant progressivement le matériel exhumé. En contexte orogénique, les taux de déplacement ascendant de matière sont gouvernés par les conditions aux limites (par exemple la vitesse des mouvements relatifs entre plaques dans le cas d'une collision), par la structure et la constitution internes de la chaîne de montagne et de sa racine (géométrie des contacts entre les différentes unités en présence, rhéologie des matériaux,...) et par la topographie de celle-ci qui conditionne l'énergie potentielle de gravité déjà emmagasinée. Les taux d'érosion sont quant à eux contrôlés par le relief, les facteurs climatiques (précipitations, température), le couvert végétal et par la résistance à l'érosion des matériaux.

A l'échelle d'une chaîne de montagne, les rivières constituent les agents du modelé des paysages les plus importants : en réponse au soulèvement des massifs rocheux, elles s'y incisent et engendrent ainsi l'abaissement progressif du niveau de base pour les processus d'érosion des pentes, notamment les glissements de terrain [Burbank et al., 1996 ; Whipple et al., 2001]. Elles assurent également l'évacuation des produits de l'érosion de la chaîne sous forme de charge dissoute, de charge en suspension ou de charge de fond. Cette dernière est mobilisée au moment des crues et constitue alors un outil d'érosion du lit rocheux efficace.

Jusqu'à présent, nombre de modèles d'évolution des reliefs en contexte orogénique utilisent une loi en puissance pour estimer les taux d'incision fluviale. Cette loi en puissance connue sous le nom de " Stream Power Law " (SPL) relie le taux d'incision à l'aire drainée et à la pente du bief en un point donné, ce qui implique que l'incision ne dépend que de variables hydrodynamiques [Howard et Kerby, 1983 ; Seidl et Dietrich, 1992 ; Lavé et Avouac, 2001]. Cependant, des études menées parallèlement montrent que cette simplification n'est pas satisfaisante et que les flux sédimentaires matérialisés par la charge de fond exercent un important contrôle sur les taux d'incision [Sklar and Dietrich, 1998]. En effet, la charge de fond constitue un outil d'incision du lit rocheux mais elle peut également en constituer la protection en limitant l'exposition. Par ailleurs, les constituants de cette charge subissent une réduction de taille et des modifications de forme au cours du transport vers l'aval, ce qui modifie les caractéristiques du flux de sédiments dans le réseau fluvial : la capacité de transport des sédiments, le " degré d'exposition " du lit rocheux qui lui est directement lié et

la puissance érosive de la charge de fond vont donc être directement affectés par cette évolution vers l'aval. Le perfectionnement des modèles d'évolution des paysages nécessite donc une meilleure compréhension et une quantification des processus d'érosion du lit rocheux et des éléments constituant la charge de fond pendant le transport fluvial.

De nombreuses études ont déjà été menées sur ce thème, sur le terrain ou expérimentalement. D'une manière générale, les taux d'abrasion des galets obtenus expérimentalement ne parviennent pas à expliquer l'évolution des caractéristiques des sédiments vers l'aval. Plusieurs explications ont été proposées, liées aux conditions expérimentales ou au contexte géodynamique du lieu d'étude choisi. En ce qui concerne les conditions expérimentales, les causes avancées sont les suivantes :

- le dispositif expérimental ne reproduit pas de manière réaliste les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle ; cette critique va notamment à l'encontre des expériences réalisées en tambour à axe horizontal [Kuenen, 1956 ; Mikos et Jaeggi, 1995],
- les conditions expérimentales ne sont pas assez vigoureuses [Kodama, 1994b],
- le matériel utilisé n'est pas caractéristique des sédiments transportés ; la sous-estimation du taux d'altération des galets au cours de périodes de stockage temporaire peut par exemple entraîner des variations non-négligeables des taux d'abrasion [Bradley, 1970 ; Jones et Humphrey, 1997].

Le choix du site d'étude a également son importance. En effet, la majeure partie de ces études a été réalisée en contexte partiellement alluvial. Dans ce contexte, il est difficile d'isoler la contribution de l'érosion de celle du processus de transport sélectif dans la réduction de la taille des galets vers l'aval fréquemment constatée. Ainsi, ce processus de transport sélectif a souvent été invoqué par les auteurs pour expliquer la divergence observée lorsque l'on compare les taux d'abrasion expérimentaux et les taux de réduction de taille naturels [Brierley and Hickin, 1985; Paola et al., 1992; Brewer and Lewin, 1993; Surian, 2002]. Soulignons enfin que cette dernière comparaison n'a de sens que si la source de sédiments est unique et localisée à l'extrémité amont du système fluvial [Bradley, 1970]. Dans beaucoup d'environnements, les apports sédimentaires issus des versants ou des affluents ne se limitent pas à un point source. Ainsi, la manière dont les sources sont distribuées doit être prise en compte car elle peut influencer de manière notable l'évolution des caractéristiques des sédiments vers l'aval [Knighton, 1982 ; Heller et al., 2001].

Partant de ces considérations, nous avons choisi pour notre étude de combiner deux aspects :

(1) un aspect modélisation analogique basé sur la réalisation d'un dispositif expérimental dans lequel il serait possible de reproduire les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle de manière relativement réaliste. Le but de cette partie expérimentale est de définir la dépendance de l'abrasion vis-à-vis des facteurs que sont les vitesses des fluides et des particules, la taille des galets, leur nature, la quantité de sédiments,... La caractérisation et la quantification des processus d'abrasion devrait permettre l'établissement de lois d'abrasion mécanique des galets et du substrat rocheux pendant le transport fluvial.

(2) un aspect étude de terrain. Cette étude est intégrée dans un programme de recherche visant à caractériser et à quantifier l'ensemble des processus mis en jeu dans l'évolution d'un bassin versant en contexte orogénique actif. L'objet de l'étude est la Marsyandi, une rivière himalayenne localisée au Népal central. De nombreuses études y sont menées parallèlement sur son bassin versant, fournissant des contraintes indépendantes sur le climat, l'hydrodynamisme de la rivière, la dynamique glaciaire, la provenance des sédiments ou encore les taux d'érosion de la topographie et les taux d'incision fluviale. Le but de notre étude est quant à lui de définir l'évolution des caractéristiques des sédiments fluviaux d'amont en aval afin de préciser les modalités d'érosion et de transport en contexte orogénique actif. Les sources seront également caractérisées. En effet, dans ce contexte, les processus de transport et de dépôt sélectifs sont inopérants du fait de l'absence de zone de dépôt sur les 170 km que la rivière parcourt. Ainsi, les caractéristiques des sédiments ne reflètent que l'influence des processus d'abrasion des galets et celle des sources. Enfin, les données issues de cette étude serviront également de "référence naturelle" aux résultats que nous obtiendrons expérimentalement.

# Chapitre I : étude expérimentale.

## 1. Historique, problématique actuelle.

### 1.1. Les apports des études expérimentales portant sur l'abrasion des galets au cours du transport fluvial.

#### 1.1.1. Introduction.

Les premiers travaux qui ont vraiment été réalisés dans le but de comprendre la formation des galets et leur évolution au cours du transport fluvial datent de plus d'un siècle [Gilbert, 1877]. De nombreuses études ont été réalisées par la suite, montrant que « ce problème apparemment simple est plein de complexités et reste mal compris » [Kuenen, 1956]. Ces phrases étaient d'actualité au moment de leur écriture en 1956, elles le restent en partie actuellement.

Les auteurs se sont au départ penchés sur le problème de la genèse des galets même. Les premières observations ont montré que les galets changent de forme et de taille au cours du transport fluvial. Au départ anguleux, les éléments qui arrivent dans la rivière sont très rapidement émoussés [Kuenen, 1956 ; Pearce, 1971]. Les changements de forme se manifestent par des variations de l'indice d'émoussé mais également par des variations des indices de sphéricité des galets (rapport entre les axes a, b et c des éléments). Ces variations ont été quantifiées pour les sédiments de nombreuses rivières et les auteurs ont cherché à interpréter les tendances observées en terme de processus d'érosion et de conditions de transport et de dépôt. En ce qui concerne la granulométrie des sédiments, des études réalisées sur un grand nombre de rivières dans des contextes variés ont permis de mettre en évidence une fréquente diminution de la taille moyenne des particules vers l'aval. Deux principaux processus ont alors été évoqués pour expliquer ce phénomène :

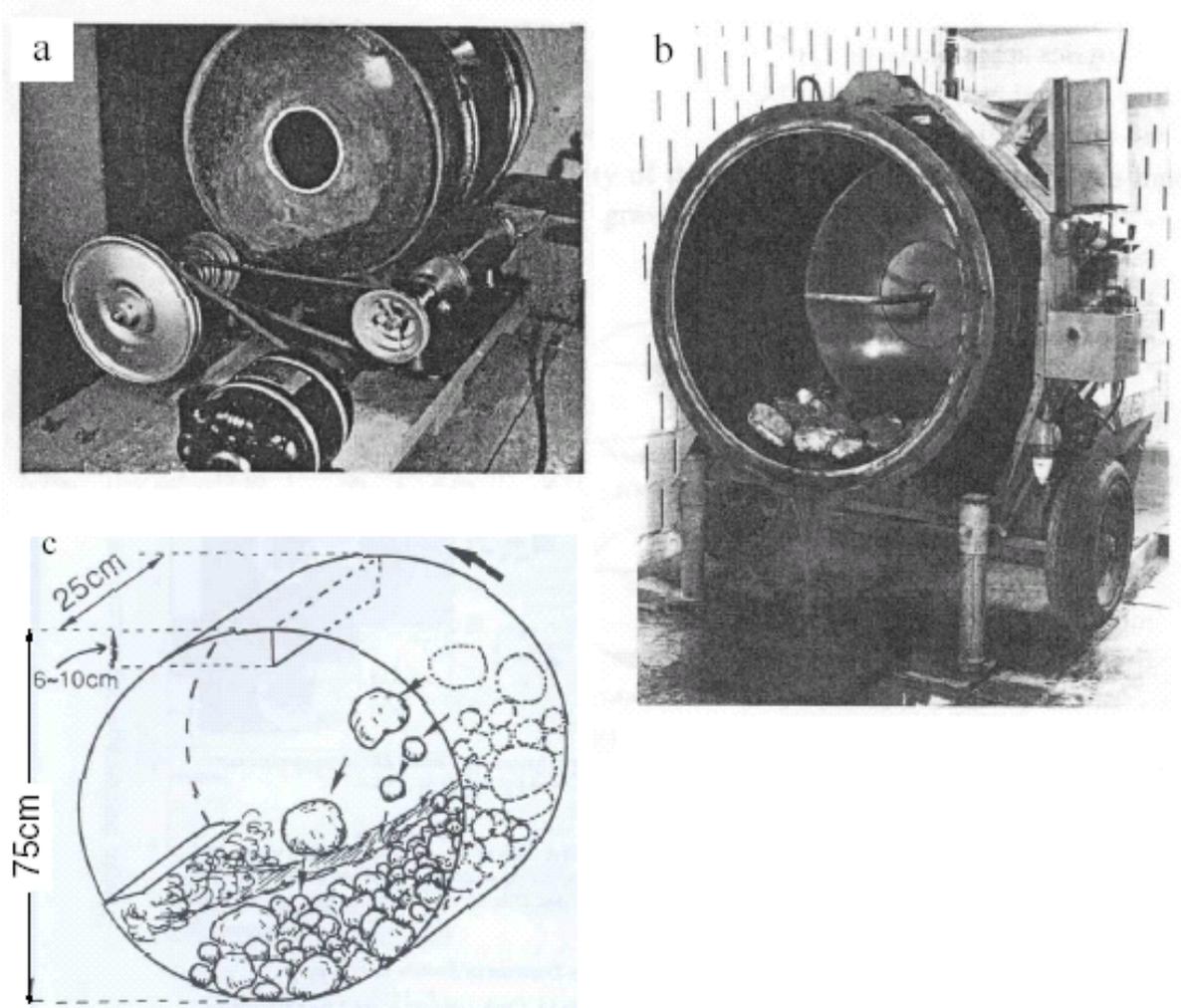
- l'abrasion des particules qui provoque logiquement une diminution de la taille vers l'aval,
- le transport sélectif : les éléments les plus gros ne peuvent être transportés vers l'aval et demeurent au niveau des zones sources ; lorsqu'ils sont transportés, la distance de transport est faible et ils se re-déposent très vite. Par opposition, les fines particules sont facilement transportées et peuvent parcourir facilement de longues distances. Ce processus n'est effectif qu'en contexte alluvial, c'est-à-dire s'il y a aggradation. Une grande partie

des études ayant été réalisée sur des rivières alluviales, ce processus a pu être invoqué pour expliquer en partie la réduction de la taille des sédiments vers l'aval.

Cependant les observations de terrain ne permettent pas de discriminer les deux processus ni de déterminer leur prépondérance. Ce sont les raisons pour lesquelles de nombreux scientifiques ont eu recours à l'étude expérimentale. Le but de cette dernière est de reproduire les phénomènes d'abrasion de manière contrôlée, l'ensemble des paramètres étant fixé par l'expérimentateur.

En ce qui concerne les dispositifs expérimentaux utilisés, deux principales géométries peuvent être distinguées :

- le tambour à axe de rotation horizontal (fig. 1) : les galets sont immergés dans un volume d'eau donné. Lors de la rotation, la surface des sédiments s'incline jusqu'à atteindre la pente d'équilibre : les sédiments sont alors déstabilisés et les galets roulent les uns sur les autres, ce qui provoque leur abrasion.
- le canal circulaire (fig. 2) : la géométrie circulaire est indispensable pour permettre aux galets de parcourir de longues distances. Les rares fois où elle a été utilisée, l'eau y était mise en mouvement par un système de pales en rotation, le courant ainsi créé engendrant le mouvement des galets sur le fond [Kuenen, 1955, 1956 ; Bradley, 1970].



*Figure 1 : présentation de quelques tambours à axe horizontal utilisés pour étudier l'érosion des galets au cours du transport fluvial. (a) Krumbein, 1941, (b) Mikos et Jaeggi, 1995, (c) « ERC Abrasion MIXER » de Kodama, 1994 (vue schématique du dispositif).*

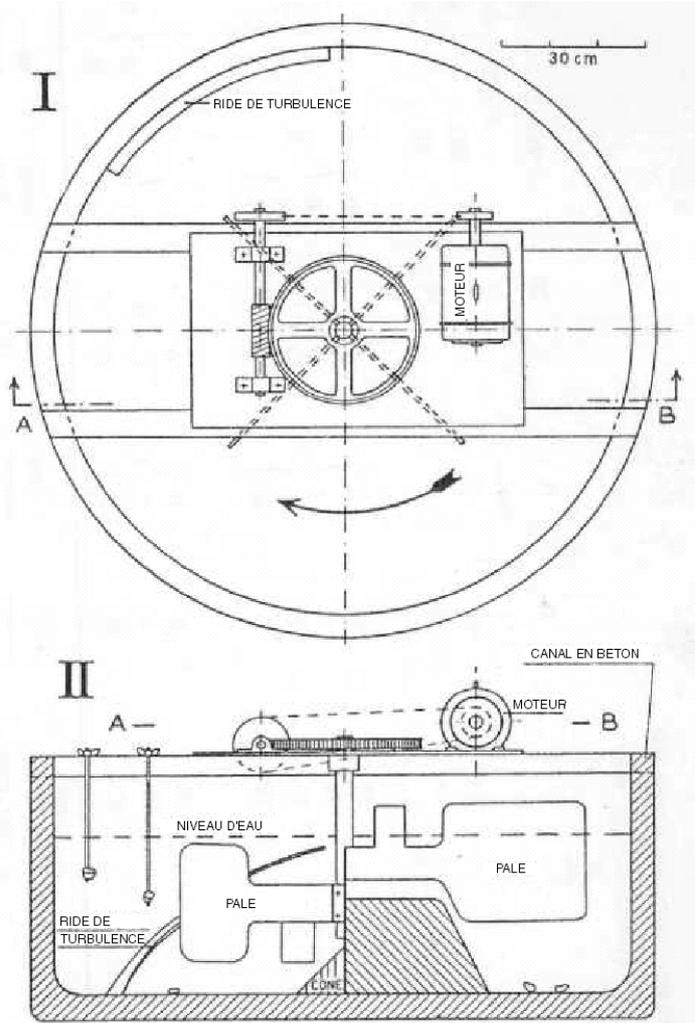


Figure 2 : vues supérieure et transversale du canal circulaire utilisé par Kuenen pour étudier :

- l'abrasion des galets par les particules en suspension, partie gauche du schéma II [1955],
- l'abrasion des galets au cours du transport fluvial, partie droite du schéma II [1956].

### **1.1.2. L'abrasion au cours du transport fluvial : description des mécanismes mis en jeu.**

Avant d'aller plus loin et de nous intéresser aux études réalisées et aux résultats qu'elles ont produit, il convient de faire l'inventaire des différents processus qui interviennent dans l'érosion des sédiments et du substrat rocheux des rivières en contexte fluvial.

#### **1.1.2.1. Les processus d'altération.**

Avant d'être soumis à l'érosion, les galets comme le substrat rocheux peuvent être fragilisés par des processus d'altération d'origine physique ou chimique. Sous l'effet des agents atmosphériques, ces processus conduisent à des modifications relativement superficielles de la structure des roches pendant leur stockage, qu'ils se trouvent hors de l'eau (plaine d'inondation, lit de la rivière en période de basses eaux) ou immergés.

L'altération chimique consiste principalement en une modification de la composition chimique des matériaux. De nombreux processus existent (hydrolyse, oxydation,...), tous tributaires de la présence de fluides ; ils conduisent pratiquement tous à une fragilisation de la roche, la matière transformée présentant généralement une cohérence bien inférieure au matériau initial. L'ampleur de l'altération est fonction de la nature des minéraux qui y sont soumis et des conditions climatiques (température, précipitations, pH) sous lesquelles elle opère.

L'altération physique peut être d'origine thermique. En présence d'eau et pour des températures oscillant autour de 0°C, la gélifraction peut fragmenter les matériaux. Les variations de température peuvent également provoquer des dégâts à sec, en particulier pour les roches poly-minérales. Les minéraux se dilatent et se contractent sous l'effet de variations de températures, dans des proportions variables fonctions de leur structure cristalline et de leur composition chimique. Dans une roche poly-minérale, les minéraux vont changer de volume de manière différentielle, ce qui va provoquer une fragilisation des liaisons entre minéraux.

L'altération physique d'origine mécanique consiste principalement en la fragmentation des matériaux rocheux par les racines des végétaux qui s'immiscent dans les fractures. Par conséquent, elle n'affecte pas les galets.

#### **1.1.2.2. Description des mécanismes d'abrasion et d'érosion.**

Les mécanismes d'abrasion et d'érosion sont traités par la tribologie (du grec *tribos* signifiant gratter, frotter) qui peut être définie comme la science des surfaces solides en contact. D'une manière générale, la tribologie traite multiples aspects du frottement, de l'usure, de l'adhérence et de la lubrification. Ce paragraphe est élaboré à partir des informations récoltées dans plusieurs ouvrages de tribologie [Engel, 1978 ; Georges, 1992 ; Zambelli et Vincent, 1998].

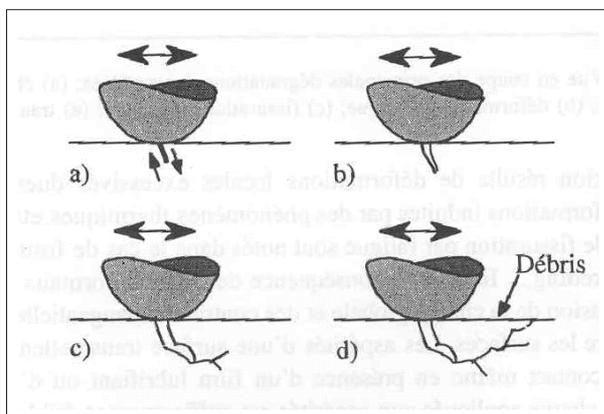
Dans le cas des sédiments transportés en rivière, l'abrasion et l'érosion se produisent lorsque les galets entrent en contact avec leurs voisins ou avec le substrat. On parle d'abrasion lorsque des aspérités ou des particules abrasives occasionnent des dommages à la surface de deux éléments frottant l'un sur l'autre ; le terme d'érosion est réservé quant à lui aux mécanismes d'abrasion faisant intervenir le facteur vitesse (énergie cinétique de la particule). Nous considérerons par la suite que les particules ont un comportement fragile, ce qui est vrai

pour la majeure partie des minéraux constituant les roches dans les conditions de pression – température de surface.

#### 1.1.2.2.1. Abrasion liée au frottement.

Le frottement désigne l'ensemble des interactions se produisant lorsque deux éléments en contact se déplacent l'un par rapport à l'autre. Il engendre principalement une **usure par abrasion**. Ce processus d'usure est défini par le déplacement et/ou l'enlèvement de matière de la surface frottante d'une pièce mécanique sous l'action d'aspérités dures [OCDE, 1969]. Ces dernières peuvent être des aspérités présentes à la surface des éléments en contact ou des particules indépendantes coincées entre ces deux éléments se déplaçant l'un par rapport à l'autre (contact à trois corps). La dureté et la taille relatives de l'aspérité par rapport à celles des deux éléments frottants, son angulosité et la vitesse des déplacements vont contrôler l'ampleur des dégâts causés à chacun des éléments. Dans le cas de matériaux fragiles, le passage d'une aspérité dure conduit à des éclats, des arrachements de matière et des fractures ; la trace ainsi formée est appelée trace de microfractures.

Lorsque ces passages sont répétés, la matière subit une décohésion et l'on parle alors de trace de microfissure. Lorsque le matériel est fortement et/ou longuement sollicité, cette dégradation par fatigue peut aboutir à la formation de fissures à la surface des éléments (fig. 3). Le processus peut être décrit de la manière suivante : (a) une microfissure s'amorce par fatigue aux niveau d'un point faible, (b) la fissure se propage le long de plans faibles tels que les joints de grains ou les plans de clivage, (c) des fissures secondaires peuvent ensuite s'amorcer et conduire par coalescence à (d) la formation d'un débris.



*Figure 3 : description schématique du processus de dégradation par fatigue, d'après Zambelli et Vincent [1998].*

Notons que les processus décrits ci-dessus se produisent en présence d'aspérités dures au contact entre les deux éléments. Si l'aspérité est de faible résistance, c'est elle qui subit les dégâts ; ceux-ci peuvent aboutir au broyage de l'aspérité entre les deux éléments.

#### 1.1.2.2.2. Erosion par particules solides.

L'**érosion** est par définition la perte de matière d'une surface, perte due au contact d'un fluide en mouvement relatif contenant des particules solides [OCDE, 1969]. L'érosion produite par l'impact d'une particule parfaitement rigide sur une surface (surface d'une autre particule ou substrat rocheux) est directement proportionnelle à l'énergie cinétique de cette particule et à la dureté de la surface impactée. La taille et la vitesse sont donc des facteurs contrôlant majeurs de l'érosion. Dans la pratique, les particules ne sont pas parfaitement rigide et c'est le rapport entre la dureté des particules et celle du substrat qui doit être pris en compte. Ce rapport est un paramètre qui contrôle l'érosion, comme l'ont prouvé expérimentalement Sklar et Dietrich [2001] (voir § 1.2.2.2.).

L'angle d'incidence a également une importance : dans le cas des matériaux fragiles, l'enlèvement de la matière dépend de l'état de fissuration créé au voisinage de la surface. La création et la propagation des fissures dues aux chocs sont plus importantes lorsque la direction d'impact est perpendiculaire à la surface. Le taux d'érosion est alors plus grand pour cette condition.

Lorsqu'une particule frappe perpendiculairement une surface fragile, le maximum de contraintes sous la surface se situe à la périphérie de l'aire de contact [Finnie, 1960 ; Zambelli et Levy, 1981]. Au cours du choc, il y a génération de fissures radiales et de cônes de fissures. La contrainte radiale maximale est influencée par le module d'élasticité  $E$  et le coefficient de Poisson  $\nu$  du matériau impacté. La résistance à l'érosion d'un matériau fragile diminuera avec l'augmentation de  $E$  et/ou la diminution de  $\nu$ . La présence de zones de faiblesse dans le matériau impacté (joints entre grains, débits) aura également tendance à diminuer la résistance à l'érosion de celui-ci en favorisant la propagation des fissures.

Enfin, notons que sous l'effet d'impacts répétés de particules, la surface fragile se fragmente rapidement [Adler, 1976].

### 1.1.2.2.3. Mécanique du contact et érosion.

La théorie de Hertz en contact statique montre que lorsque deux solides de forme sphérique sont mis en contact sous l'effet d'un effort normal, l'aire de contact est un cercle de rayon  $a$ . Soient  $R_1$  et  $R_2$  les rayons de ces deux solides,  $E_1$  et  $E_2$  leurs modules élastiques (Young) et  $\nu_1$  et  $\nu_2$  leurs coefficients de Poisson respectifs.

Le rayon  $a$  s'exprime comme suit :  $a = \left( \frac{3F_N R}{4E^*} \right)^{1/3}$  avec :

$F_N$  la force normale appliquée sur les solides,

$R$  le rayon équivalent défini par  $1/R = 1/R_1 + 1/R_2$ ,

$E^*$  le module élastique effectif donné par la relation  $\frac{1}{E^*} = \frac{1-\nu_1^2}{E_1} + \frac{1-\nu_2^2}{E_2}$ .

Le maximum de pression appliquée au centre de la surface de contact est égal à :

$$p_0 = \frac{3F_N}{2\pi a^2} = \left( \frac{9F_N^2}{16RE^{*2}} \right)^{1/3}.$$

Cette pression dépendante de  $a$  et de la force normale, va conditionner l'état de contrainte, la déformation et par conséquent l'érosion des solides. En effet, les variables suivantes dépendent linéairement de la pression  $p_0$  :  $\sigma^a$  = la contrainte s'exerçant à la périphérie de la surface de contact perpendiculairement à la direction selon laquelle la force normale est appliquée,  $\tau_{\max}$  = la valeur du cisaillement maximal s'exerçant au même endroit et  $\sigma_y$  = le seuil de plastification de Tresca ou de Von Mises. Ainsi, lorsque  $p_0$  varie, les variables précitées se mettent à l'échelle au niveau de la zone de contact. Par conséquent, la taille des particules en contact, leurs modules de Young et coefficients de Poisson relatifs et la force normale appliquée sur les particules vont exercer un important contrôle sur la taille de la zone concernée par la déformation et donc sur les dégâts que ces déformations vont occasionner.

Dans le cas d'un contact non statique, les relations précédentes sont conservées en remplaçant la force normale par l'énergie cinétique des particules.

Nous nous sommes placés jusqu'à présent dans le cas de contacts avec des forces normales appliquées entre deux particules. Considérons maintenant l'angle d'impact entre les deux particules. De nombreuses expériences ont été réalisées mais principalement avec des particules micrométriques et à des vitesses d'impact importantes (fig. 4). Cependant, on peut considérer d'après ce qui précède que les résultats sont extrapolables en première

approximation pour des grains plus gros, les processus étant similaires. On constate ainsi pour des matériaux fragiles que le taux d'érosion diminue lorsque l'angle d'impact s'éloigne des 90° (fig. 4). Pour les matériaux ductiles en revanche, le maximum d'érosion est atteint pour des angles d'incidence inférieurs à 30°, angles auxquels l'érosion par effet de coupe est le plus efficace. Pour les matériaux fragiles, l'effet de coupe n'est pas effectif. Cependant, on peut envisager qu'un angle d'incidence faible puisse engendrer des dégâts sous l'effet de processus plus proches de l'abrasion par frottement que de l'érosion par propagation de fractures. Ce phénomène qui n'apparaît pas pour les particules micrométriques serait intuitivement effectif pour des objets de la taille des galets, les surfaces de contact et donc les zones déformées correspondantes étant plus importantes.

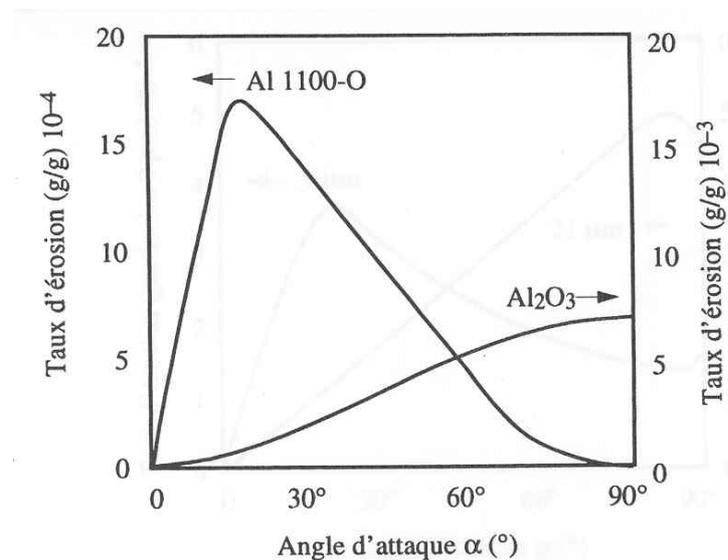


Figure 4 : taux d'érosion relatif en fonction de l'angle d'impact de particules micrométriques SiC sur une surface ductile (Al) ou fragile ( $Al_2O_3$ ). Taux d'érosion = perte de poids de la surface / poids des particules projetées. Vitesse d'impact = 1152 m/s. D'après Finnie [1980].

#### 1.1.2.2.4. Erosion par cavitation.

La **cavitation** est l'apparition et la disparition successives de bulles d'air et de vapeur dans l'eau. Les bulles apparaissent lorsque la pression locale des fluides descend en dessous de la pression de vapeur saturante. Lorsque les bulles sont concentrées dans des zones de plus hautes pressions, elles implosent et génèrent des pics de surpression très élevés, de l'ordre de plusieurs centaines de MPa. Ces pics de surpression peuvent entraîner des dommages très importants (déformation, érosion) au niveau des parois à proximités desquelles ils se produisent, le seuil de rupture en compression des différents types de roches étant globalement compris entre 0,1 et 200 MPa. Ce phénomène est ainsi bien connu et craint en

ingénierie [Kenn et Garrod, 1981] mais les preuves de son existence manquent en contexte de rivière naturelle. Néanmoins, certains auteurs [Hancock et al., 1998 ; Whipple et al, 2000a] suggèrent que la cavitation pourrait être un processus d'érosion du substrat rocheux effectif. Ce processus produirait les mêmes structures que l'abrasion par les particules en suspension.

### **1.1.3. Les expériences en tambour à axe horizontal.**

#### **1.1.3.1. Brève synthèse des résultats obtenus.**

Facile à mettre en œuvre, cette géométrie a été largement utilisée [Daubrée, 1879 ; Wentworth, 1919 ; Schoklitsch, 1933 ; Krumbein, 1941 ; Lord Rayleigh, 1942, 1944 ; Brewer et Lewin 1993 ; Kodama, 1994b ; Mikos et Jaeggi, 1995 ; Jones et Humphrey, 1997].

Les résultats expérimentaux montrent une dépendance plus ou moins forte de l'abrasion vis-à-vis d'une série de variables qui ont été testées indépendamment. La forme initiale des galets a une influence notable sur les taux d'abrasion : lorsqu'un élément anguleux arrive dans le système fluvial, il s'érode très vite pendant les premiers kilomètres de transport et son indice d'émoussé croît très rapidement avant d'atteindre une asymptote [Wentworth, 1919 ; Krumbein, 1941], comme cela a été observé en rivière naturelle [Pearce, 1971]. La nature de la roche a également son importance, les taux d'abrasion étant d'autant plus faibles que la roche est résistante [Schoklitsch, 1933 ; Kodama, 1994b]. L'altération des galets pendant leur stockage dans la plaine d'inondation les fragilise et les rend ainsi plus vulnérables lorsqu'ils sont soumis à l'abrasion pendant leur transport [Jones et Humphrey, 1997]. Enfin, la vitesse et la taille des galets jouent un rôle important en contrôlant les processus et les taux d'abrasion, comme cela sera décrit par la suite [Kodama, 1994b].

Une grande partie des expériences en tambour à axe horizontal ont produit des taux d'abrasion des galets bien inférieurs aux taux de réduction de taille vers l'aval mesurés en rivière naturelle [voir références et discussions dans Pettijohn, 1949 ; Kuenen, 1956 ; Schumm et Stevens, 1973 ; Shaw and Kellerhals, 1982 ; Kukal, 1990 ; Mikos, 1993 ; Brewer and Lewin, 1993 ; Kodama, 1994a, 1994b]. Ces résultats ont poussés les auteurs à considérer que la décroissance de la taille des sédiments vers l'aval fréquemment observée en rivière est principalement une conséquence du processus de transport sélectif ; l'abrasion des particules pendant leur transport ne représenterait alors qu'un processus de réduction de taille secondaire. Deux exceptions cependant : les expériences effectuées par Jones et Humphrey

[1997] avec du matériel altéré et celles réalisées par Kodama avec l'ERC abrasion-mixer [1994b], qui produisent des résultats compatibles avec les taux de réduction de taille mesurés en rivière naturelle. Jones et Humphrey ont montré que les galets stockés dans la plaine d'inondation du Rio Grande (Colorado) développent une couche d'altération de faible résistance qui s'érode très rapidement lorsque les galets sont transportés. Les taux d'abrasion moyennés résultant de cycles « altération - transport + érosion » sont tout à fait compatibles avec les taux de réduction de taille mesurés dans la rivière.

Kodama [1994b] a quant à lui mis au point un dispositif capable de produire des chocs inter-particules à des vitesses avoisinant les 2-3 m/s. Ces vitesses de collision, bien supérieures à celles produites dans les expériences en tambour « classiques », sont réalistes puisqu'elles correspondent aux vitesses déduites de la taille des marques de percussions sur les galets de la rivière Watarase (Japon). L'estimation des vitesses des particules à partir du calcul de la contrainte cisailante basale de cette même rivière au moment des crues confirme les valeurs obtenues par la méthode citée précédemment [Kodama, 1994b]. Le matériel utilisé consiste en des galets d'andésite et de silex légèrement altérés prélevés dans les barres de galets de la rivière Watarase. Pour chaque lithologie, des expériences « mono-tailles » et des expériences « multi-tailles » ont été réalisées. Les expériences ne duraient pas plus de 5 minutes, cette durée étant suffisante pour mesurer des taux d'abrasion substantiels.

Les résultats obtenus sont les suivants : (1) Les galets se brisent fréquemment et leur réduction de poids est par conséquent rapide. (2) L'abrasion des silex produits préférentiellement des graviers alors que celle des andésites produit plutôt des sables et des silts. (3) Dans les expériences avec les galets de « grande taille » ( $-7 < \phi < -6,5$  équivaut à  $91 \text{ mm} < \text{axe } b < 128 \text{ mm}$ ), les galets de silex sont fréquemment réduits en graviers et perdent ainsi rapidement du poids alors que les galets d'andésite se brisent rarement et subissent ainsi des réductions de poids peu conséquentes. (4) Dans les expériences avec les galets de « petite taille » ( $-4 < \phi < -3,5$  équivaut à  $11 \text{ mm} < \text{axe } b < 16 \text{ mm}$ ), les galets d'andésite perdent du poids plus rapidement que les galets de silex. (5) La présence de galets de tailles différentes affecte fortement l'abrasion : les galets les plus petits sont broyés par les galets les plus gros. (6) les expériences dans l'ERC abrasion-mixer produisent des coefficients de réduction de taille des particules comparables à ceux déduits des observations de terrain : contrairement à ce qui avait été déduit des travaux précédents, la réduction de la taille des particules vers l'aval peut être expliquée par l'abrasion des particules et non plus seulement par le tri lors du transport sélectif.

### 1.1.3.2. Critique du dispositif.

Bien que couramment utilisé, le tambour à axe de rotation horizontal présente de nombreux défauts, en particulier celui de reproduire de manière peu réaliste les phénomènes d'abrasion effectifs en rivière naturelle [Kuenen, 1956 ; Mikos et Jaeggi, 1995] :

- l'eau n'entraîne pas les particules mais agit plutôt comme un frein.
- lorsqu'il est déstabilisé, le galet saute et roule sur une pente forte et sur une courte distance, il s'arrête en bas de pente avant d'être remis en circulation de la même manière.
- les galets interfèrent entre eux, ils s'entassent et s'entravent mutuellement avant d'être mis en mouvement en masse, ils ne roulent jamais indépendamment comme c'est couramment le cas en rivière naturelle.
- les galets se déplacent à des vitesses différentes ; la vitesse est fonction de la taille des particules et de la pente du sédiment au moment de leur mise en mouvement.
- la perte de masse se fait davantage par abrasion des galets frottant et roulant les uns sur les autres que par érosion sous l'effet de chocs entre galets immobiles et galets en saltation (excepté pour Kodama [1994b]).
- la mise en mouvement des sédiments est forcée par la rotation du tambour : la capacité de transport du dispositif expérimental est bien plus importante que celle des rivières naturelles (des sédiments en grande quantité et/ou à granulométrie grossière sont mis en mouvement même lorsque la vitesse de rotation est faible).
- la distance parcourue par les galets est fréquemment calculée en multipliant le nombre de rotations par la circonférence du tambour. Or, la distance parcourue est fonction de la taille des particules, les plus larges roulant à la surface du sédiment et les plus fines étant préférentiellement confinées au centre de la charge sédimentaire où elles comblent les vides inter-granulaires. La distance parcourue par les particules peut-être inférieure à la moitié du produit [circonférence du tambour] x [nombre de rotations]. Une procédure de correction doit être effectuée, dépendant de la vitesse de rotation du tambour, du taux de remplissage et du rapport du diamètre des grains à celui du tambour [Mikos et Jaeggi, 1995].

L'importance de ces défauts recommande la prudence en ce qui concerne l'interprétation des résultats issus des expériences en tambour à axe horizontal.

#### **1.1.4. Les expériences en canal circulaire.**

Le canal circulaire a été utilisé avec plus de parcimonie. Kuenen [1955, 1956] a été le premier à proposer cette géométrie pour étudier les phénomènes d'abrasion en rivière. Ses excellents travaux lui ont permis de publier des articles qui restent aujourd'hui encore des articles de référence dans le domaine. Différents aspects de l'érosion des galets ont été abordés.

##### **1.1.4.1. L'abrasion des galets par les particules en suspension [Kuenen, 1955].**

Les expériences montrent que ce mode d'abrasion a son importance pour les éléments statiques présents dans le lit des rivières (blocs de taille trop importante pour être transportés) en particulier lorsque ceux-ci sont constitués de matériaux tendres, mais que les éléments mobiles (galets) subissent une abrasion beaucoup plus conséquente lors de leur mise en mouvement ; l'abrasion induite par les particules en suspension est alors négligeable. Les vitesses de fluides testées lors des expériences de Kuenen étaient comprises entre 40 et 120 cm/s.

##### **1.1.4.2. L'abrasion des galets au cours du transport fluvial : première étude systématique [Kuenen, 1956].**

Ces expériences ont été conduites plusieurs années durant, fournissant une quantité de résultats importante. Le but de l'étude était de définir la dépendance de l'abrasion vis-à-vis des facteurs la contrôlant. Plusieurs séries d'expériences ont été réalisées dans un canal inédit (fig. 2) avec pour objectif d'isoler les différents facteurs et de pouvoir ainsi déterminer leur influence réelle sur l'abrasion. Les paramètres qui ont été testés sont les suivants :

- nature du substratum : le fond du canal était en ciment ou recouvert de galets arrondis de 4 cm de diamètre collés sur le fond. La concentration en fines était variable : pas de fines, présence d'argiles ou présence de sable grossier.
- vitesse des galets : 0,5 à 2,3 m.s<sup>-1</sup>.
- lithologie : des expériences « mono-lithologiques » et « multi-lithologiques » ont été réalisées avec les matériaux suivants : flint, radiolarite, obsidienne, agate, quartz, quartzite, porphyre, gneiss, rhyolite, dolérite, granite, gabbro, grauwacke, calcaire et verre.
- taille des galets : le grand axe des galets était compris entre 1 et 9,1 cm.

- indice d'émoussé : au début de chaque expérience, des galets anguleux ou déjà arrondis étaient introduits dans le canal.
- quantité de galets : une douzaine de galets maximum étaient utilisés pour chaque expérience, Kuenen, s'intéressant principalement aux interactions entre les galets et le substrat.

Les principaux résultats obtenus sont présentés ci-dessous :

#### 1.1.4.2.1. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis des variables testées.

##### a) Influence de la nature du substratum.

Cette dernière induit des variations de taux d'abrasion notables. Les taux sont bien plus importants sur le fond à galets que sur le fond en ciment. Notons que dans cette dernière configuration, certaines observations sont surprenantes, comme par exemple des taux d'abrasion indépendants du poids et de la vitesse des galets et ce dans une large gamme de vitesses et de poids (ce phénomène a été constaté exclusivement avec le fond en ciment). La plupart des expériences ont été réalisées sur le fond à galets : les résultats présentés ci-après correspondent à cette configuration.

##### b) Influence de la concentration en fines.

La présence d'argile, même en quantité importante, ne modifie pas les taux d'abrasion. Ce résultat semble lié au fait que les argiles sont mises en suspension. En revanche, la présence de sable provoque une diminution des taux d'abrasion de l'ordre de 10 à 15%. Ce phénomène serait dû au fait que le sable constitue un troisième corps qui amortit ou encaisse une partie des chocs entre les galets et le substrat.

##### c) Influence du poids, de la vitesse et de la forme des galets.

Kuenen constate que plus les galets sont petits, plus ils vont vite ; plus ils sont émoussés, plus ils vont vite. Kuenen constate également que le taux d'abrasion est proportionnel à la vitesse au carré et donc à l'énergie cinétique de la particule. Ainsi, plus un galet va vite, plus il s'érode. De même, dans des conditions de transport similaires, un petit galet s'érode moins vite qu'un gros galet puisque son énergie cinétique est moins importante. La taille de la particule est donc un paramètre contrôlant majeur, ce qui va à l'encontre de ce qui avait été déduit par les précédents auteurs des expériences en tambour à axe horizontal.

Selon Kuenen, cette erreur serait due au fait que le paramètre « taille » n'avait pas été isolé des autres paramètres (lithologie, indice d'éroulé,...) pendant les expériences. La loi de Sternberg [1875] qui donne un taux d'abrasion indépendant de la taille des galets est donc critiquable.

Kuenen constate également que plus le galet s'éroulé, moins l'abrasion est importante. Lorsque la forme de départ est très anguleuse, le galet s'éroulé très vite et les taux d'abrasion sont alors très importants. Au bout de quelques kilomètres, le processus ralentit.

Pendant le transport, le poids du galet diminue et son indice d'éroulé augmente : le taux d'abrasion diminue donc au cours du transport.

#### d) Influence de la forme de départ.

La forme de départ a une influence négligeable vis-à-vis de l'abrasion mais elle conditionne la forme finale.

#### e) Influence de la lithologie.

Il s'agit de l'un des paramètres majeurs. La nature du matériau, sa cohésion, sa dureté, sa fragilité, l'existence de débits (en particulier pour les roches métamorphiques) vont contrôler les taux d'abrasion. Kuenen a défini la résistance à l'abrasion relative des différents matériaux utilisés mais il n'a pas abouti à une quantification des « coefficients d'abrasion ». L'ordre de résistance défini est logique et compatible avec ce qui a déjà été proposé par les précédents auteurs ; du plus au moins résistant : flint, radiolarite, agate, roches quartzueuses, rhyolite, granite, gabbro, dolérite, grauwacke, calcaire, lave et obsidienne (les taux d'abrasion, très variables selon les conditions expérimentales, sont globalement compris entre 0,007 et 1,10 % du poids initial par km).

L'ensemble des dépendances décrites ci-dessus est synthétisé dans le tableau suivant [Kuenen, 1956] :

<b>FACTEURS</b>	<b>Influence</b>
<b>Poids</b>	Majeure sur fond à galets, mineure sur fond sableux
<b>Vitesse</b>	Mineure sur les galets de taille moyenne à large, plus importante sur les petits galets
<b>Lithologie</b>	Majeure : Silex très résistant Quartz, quartzite, porphyre quartzique résistants Grauwacke, roches plutoniques, roches volcaniques denses, calcaires moins résistants D'autres calcaires, grès, laves, gneiss, schiste et verre peu résistants
<b>Emoussé</b>	Le matériel anguleux subit une très forte abrasion sur fond à galets ; l'augmentation de l'indice d'émoussé inhibe tous les processus d'abrasion
<b>Lit sableux</b>	Faible abrasion
<b>Lit à galets</b>	Abrasion importante, l'ajout de sable la réduit de 10 à 15%

#### 1.1.4.2.2. Caractérisation des processus d'abrasion.

Kuenen a défini dans son étude les différents processus qui affectent les galets pendant leur transport mais également pendant leur stockage dans la plaine d'inondation. Ces processus sont les suivants, (entre parenthèses, le terme anglais correspondant) :

- **Eclatement** du galet en 2 ou 3 pièces de taille plus ou moins équivalente (splitting) ,
- **Broyage** du galet en particules fines (crushing),
- **Détachement d'éclats** du galet, généralement au niveau de ses angles (chipping),
- **Microfracturation** : des cônes de percussion et des fractures apparaissent en surface du galet sous l'effet des chocs, les éléments individualisés restent en contact (cracking),
- **Usure par friction** du galet, les particules fines jouant le rôle d'abrasif (grinding),
- **Abrasion par les particules en suspension** (sandblasting) [Kuenen, 1955],
- **Altération chimique**, principalement lorsque le galet est hors de l'eau.

L'importance relative de ces processus dépend des conditions dans lesquelles se déroulent les expériences. Elle est synthétisée dans le tableau suivant [Kuenen, 1956] :

PROCESSUS	Fond Sableux	Fond à galets	Plaine d'inondation
<b>Eclatement (1)</b>		Très rare	Occasionnel (gel, chimique)
<b>Broyage</b>		Petits grains entre grains plus gros	
<b>Détachement d'éclats</b>	Mineur pendant les 1 <sup>er</sup> km puis rare	Dominant pendant la 1 <sup>ère</sup> dizaine de km puis rare	Insignifiant
<b>Microfracturation</b>		Majeur	
<b>Usure par friction</b>	Majeur	Mineur	
<b>Abrasion par les particules en suspension</b>	Insignifiant	Mineur et seulement à grande vitesse	
<b>Action chimique (dissolution et altération)</b>	Faible (calcaire)	Faible (calcaire)	Important

*(1) Kuenen ne pense pas que l'éclatement soit un processus d'abrasion prépondérant en rivière. De nombreux arguments le confortent dans cette position [Kuenen, 1956], ainsi qu'un petit test simple qui consiste à lâcher un galet 7 mètres au dessus d'un seau rempli de galets recouverts de 5 cm d'eau. L'éclatement ne se produit jamais malgré le fait que le galet touche l'eau à 12 m.s<sup>-1</sup> avec une énergie cinétique 10 fois supérieure à celle de galets s'impactant à 4 m.s<sup>-1</sup>, une vitesse d'impact qu'il considère comme maximum dans une rivière.*

Bien que l'étude de Kuenen [1956] paraisse circonvenir une bonne partie des phénomènes et facteurs intervenant dans l'abrasion des galets, elle pêche par un manque de quantification. Aucune loi de dépendance en poids et en vitesse n'est proposée de manière systématique. D'autre part, les trajectoires des galets et les conditions hydrodynamiques dans le canal ne sont pas détaillées et ne permettent pas une véritable transposition des résultats obtenus au cas d'une rivière naturelle. Enfin, il faut signaler qu'à fort régime hydraulique, le transport des galets se fait en masse et que nombre de collisions entre galets qui participent à l'abrasion ne sont pas prises en compte lorsque l'on ne fait tourner que quelques galets.

### 1.1.4.3. Le rôle de l'altération des galets [Bradley, 1970].

A la fin de son étude, Kuenen [1956] suggère que le degré d'altération des galets puisse exercer un important contrôle sur les taux d'abrasion sans avoir pu prouver cette hypothèse. Cette lacune a été comblée quelques années plus tard par Bradley [1970] qui a cherché à démontrer le rôle important joué par l'altération dans les phénomènes d'abrasion. Le cadre naturel de l'étude réalisée par Bradley est la rivière Colorado. Le Colorado traverse principalement des terrains sédimentaires, excepté au niveau du Llano Uplift où affleurent des roches plutoniques et métamorphiques du Précambrien. L'auteur s'est intéressé à l'évolution vers l'aval des caractéristiques des galets issus des matériaux affleurant dans cette région, galets aisément reconnaissables au sein des alluvions de la rivière. Les observations de terrain peuvent être résumées de la sorte [Bradley, 1970] :

- en 260 km à partir d'Austin, les caractéristiques des galets ont été profondément modifiées. La taille des galets granitiques a été réduite de 50%, celle des quartz de 30% et celle des silex de 20%. A travers les lithologies granitiques, des changements se sont également opérés : les granites et les gneiss ont totalement disparu, la proportion d'aplite a fortement chuté et les pegmatites et granites graphiques sont devenus largement dominants. Ces changements ne peuvent être dus à un phénomène de transport sélectif des alluvions, ce phénomène étant inopérant sur le segment de rivière considéré.
- En ce qui concerne l'altération, elle est favorisée par un climat chaud et relativement humide. Elle affecte l'ensemble des alluvions. Les roches riches en biotite y sont particulièrement sensibles, celles contenant des plagioclases dans une moindre mesure. L'altération des silex et des quartz se manifeste par l'apparition d'une fine couche d'altération à la périphérie des galets.

Pour l'étude expérimentale, Bradley a réalisé une réplique du canal circulaire de Kuenen [1956]. Des petits galets arrondis ont été collés sur le fond pour simuler les processus d'abrasion effectifs dans une rivière alluviale. Pour chaque lithologie testée, deux galets aux formes semblables, un frais et un altéré, ont été utilisés. Douze expériences ont été réalisées, dix avec des roches granitiques, une avec des silex et des quartz et la dernière avec les trois lithologies. Pratiquement toutes les expériences ont été réalisées en présence de sable et de galets ajoutés à la paire de référence. L'axe b des galets était compris entre 1,9 et 8,3 cm ; Bradley leur a fait parcourir 260 km à des vitesses comprises entre 76 et 162 cm.s<sup>-1</sup>.

En terme de processus d'abrasion, les galets sont réduits principalement par détachement d'éclats, micro-fracturation, mais aussi éclatement. Ainsi, contrairement à ce qu'a observé Kuenen dans ses expériences [1956], l'éclatement est un processus d'usure réel et efficace, ici guidé par les fractures et autres débits pré-existants. Les roches granitiques sont également réduites par **désintégration granulaire**. La désintégration granulaire est un processus qui n'a pas été défini dans la terminologie de Kuenen [1956] mais qui a son importance, en particulier lorsque l'on s'intéresse à des roches constituées d'un assemblage « grenu » de minéraux ; c'est le cas des roches plutoniques. La désintégration granulaire est une désagrégation grain par grain qui mobilise les limites entre minéraux, les plans de clivage et les micro-fractures. Tous les processus d'abrasion décrits ici sont favorisés par l'altération. Ceci est particulièrement vrai pour la désintégration granulaire puisque l'altération va agir de manière sélective sur les minéraux, affectant préférentiellement les biotites et dans une moindre mesure les feldspaths. Les minéraux vont réagir de manière différentielle (les biotites vont gonfler,...), ce qui va faciliter leur désolidarisation.

Au cours des expériences, Bradley a mesuré les variations de l'axe b des galets, de leur poids, et leurs changements de forme. Pour les roches granitiques, les résultats sont les suivants :

- la réduction de poids du matériel frais au bout de 260 km est de 10%, avec très peu d'écarts entre les différentes lithologies ; la réduction de poids du matériel altéré est en moyenne de 55%, avec de très fortes divergences selon qu'il s'agisse de granite ou gneiss (80%), d'aplite (60%) ou de pegmatite ou granite graphique (30%).
- la réduction de poids est relativement constante au cours du transport pour le matériel frais, elle est très importante au départ puis diminue fortement pour le matériel altéré ; ce phénomène est probablement la conséquence de la désagrégation rapide de la périphérie, bien plus vulnérable que le cœur du galet altéré. De plus, lorsque la taille du galet diminue, son énergie cinétique diminue également, ce qui engendre une réduction du taux d'abrasion [Kuenen, 1956].
- la réduction de poids est dépendante de la taille des galets mais l'altération exerce un contrôle bien plus conséquent.

Pour les quartz et silex, seule la couche d'altération a été éliminée au cours du transport.

Cependant, Bradley note que les galets altérés utilisés pendant les expériences ont un degré d'altération supérieur au degré d'altération des galets altérés du Colorado ; les taux

d'abrasion expérimentaux devraient donc théoriquement être supérieurs aux taux naturels. Par ailleurs, l'étude expérimentale ne reproduit pas exactement les étapes du parcours d'un galet dans une rivière : ici, les galets se déplacent sans arrêt pendant 260 km alors que dans la nature ils subissent une succession de périodes de transport (érosion mécanique) et de dépôt (altération chimique → fragilisation) [Jones et Humphrey, 1997]. Ainsi, dans la nature, la réduction de taille du galet en 260 km correspondant au cumul des abrasions successives sera plus importante que la réduction de taille obtenue expérimentalement lors d'une expérience unique.

L'altération des galets est significative lorsque la constante de temps du phénomène est plus courte que celle de l'évacuation des sédiments. Ainsi, pour les rivières le long desquelles les périodes de stockage sont longues entre deux épisodes de transport (rivières à faible gradient), cette étude a prouvé que l'altération est un paramètre contrôlant majeur des taux d'abrasion des galets au cours du transport fluvial. L'importance de ce facteur dépend de la rigueur du climat, du temps pendant lequel le matériel y est soumis mais également de la nature de ce matériel ; le contrôle lithologique est très important puisque l'altération, et donc la fragilisation du matériel, va être fonction de la teneur du matériel en minéraux vulnérables tels que la biotite, les feldspaths,... C'est ce phénomène qui est à l'origine dans le Colorado de la disparition rapide vers l'aval des granites et des gneiss riches en micas et feldspaths au profit des pegmatites et granites graphiques.

#### **1.1.5. Bilan des études expérimentales : les conclusions et les questions en suspens.**

Les études expérimentales réalisées depuis plus d'un siècle ont montré la difficulté de définir la dépendance de l'abrasion des galets vis-à-vis de l'ensemble des facteurs qui la contrôlent. Le rôle de la forme des galets [Wentworth, 1919 ; Krumbein, 1941 ; Kuenen, 1956], de leur taille [Kuenen, 1956 ; Kodama, 1994b], de leur lithologie [Schoklitsch, 1933 ; Kuenen, 1956 ; Bradley, 1970 ; Kodama, 1994b], de leur vitesse [Kuenen, 1956 ; Kodama, 1994b], de leur degré d'altération [Bradley, 1970 ; Jones et Humphrey, 1997] et de la concentration en particules fines des fluides [Kuenen, 1955, 1956] ont été clairement mis en évidence de manière qualitative. Cependant, du fait de la variété des dispositifs utilisés et des conditions expérimentales choisies par les auteurs, la quantification des processus a fourni des résultats très variables (jusqu'à plusieurs ordres de magnitude d'écart) qu'il est difficile de comparer directement. De plus, la majeure partie des études expérimentales ne parviennent

pas à produire des taux d'abrasion du même ordre de grandeur que les taux de réduction de taille mesurés en rivière. Seules l'utilisation de matériel altéré [Bradley, 1970 ; Jones et Humphrey, 1997] ou la réalisation d'expériences dans des conditions hydrodynamiques vigoureuses [Kodama, 1994b] permettent de produire des taux d'abrasion bien supérieurs à ceux des expériences « classiques », compatibles avec les taux de réduction de taille mesurés sur le terrain. Les auteurs de ces dernières études ont par conséquent conclu que l'abrasion pouvait être le processus principal de réduction de la taille des sédiments vers l'aval. Cependant, rien ne leur permet de l'affirmer avec certitude, pour la simple raison que les rivières choisies pour illustrer l'ensemble de ces études sont des rivières alluviales dans lesquelles le processus de transport sélectif peut être effectif. Ainsi, la principale limitation des études réalisées jusqu'à présent réside dans le choix du lieu d'étude.

Avant de refermer ce paragraphe, soulignons l'existence de l'étude de Schumm et Stevens [1973] qui met en évidence un mode d'abrasion particulier, l'abrasion « sur place ». Les auteurs ont cherché à comprendre pourquoi les taux de réduction de taille obtenus expérimentalement sont systématiquement inférieurs aux taux mesurés dans la nature. Ils ont réalisé une synthèse bibliographique des travaux portant sur les forces hydrodynamiques s'exerçant sur des particules immergées dans un fluide en mouvement. Les travaux de Einstein et El Samni [1949] et de Cheng et Clyde [1972] montrent que les forces de soulèvement (lift force) et les forces d'entraînement (drag force) s'exerçant sur une particule placée dans un courant fluide subissent des fluctuations très importantes. Ces fluctuations sont à l'origine du mouvement vertical des particules mis en évidence et quantifié par Urbonas [1968] alors que les particules restent « en place » : les forces ne sont pas suffisantes pour permettre à la particule de s'extraire de sa position dans le lit de la rivière mais la particule est animée de mouvements verticaux de faible amplitude (millimétriques) mais de fréquence importante. Ainsi, pendant les 10 secondes de l'expérience réalisée pour illustrer ce phénomène, un galet de 1,3 kg placé dans un courant fluide à  $2 \text{ m.s}^{-1}$  a parcouru 280 mm sans aucun déplacement vers l'aval. D'après les auteurs, ce phénomène pourrait être à l'origine des divergences observées entre les taux d'abrasion expérimentaux et les taux de réduction de taille des galets vers l'aval : pendant qu'elle vibre, la particule va être affaiblie par les chocs rapides et répétés et va ainsi subir une abrasion non négligeable. Cependant, le phénomène d' « abrasion sur place » n'a été quantifié jusqu'à présent.

## **1.2. Incision fluviale et problématiques actuelles.**

### **1.2.1. Introduction.**

Au cours de la dernière décennie, les processus d'érosion de la charge sédimentaire ainsi que du fond rocheux des rivières de montagne ont eu un regain d'intérêt avec le développement de la géomorphologie quantitative. La nouvelle problématique est clairement synthétisée par Sklar et Dietrich [2001], je cite : « la topographie des régions montagneuses résulte de l'interaction entre soulèvement des massifs et érosion. L'incision des rivières dans leur lit rocheux est le processus d'érosion principal qui contrôle la réponse du paysage à un changement de climat ou de taux de soulèvement [Howard et al., 1994]. Dans les modèles numériques d'évolution des paysages [exemples : Howard, 1994 ; Tucker et Slingerland, 1994 ; Willett, 1999], il est fréquemment admis que les taux d'incision sont proportionnels à la puissance de la rivière [stream power : Seidl et Dietrich, 1992] ou à la contrainte cisailante basale [shear stress : Howard et Kerby, 1983]. Ces modèles combinent l'influence de la résistance des roches, des apports sédimentaire, de la granulométrie et d'autres facteurs dans un obscur « coefficient d'érodibilité des roches ». (...) L'étude des profils longitudinaux des rivières suggère néanmoins que le modèle « stream power » est trop simple pour expliquer les variations des taux d'incision observés [Stock et Montgomery, 1999] et la forme des profils [Sklar et Dietrich, 1998]. De plus, des études théoriques [Sklar et Dietrich, 1998 ; Slingerland et al., 1997] suggèrent que l'influence des flux sédimentaires et de leur granulométrie est trop complexe pour être représentée par une relation linéaire et qu'elle doit être implicitement prise en compte dans les modèles d'incision fluviale. (...)

Gilbert [1877] fut le premier à proposer que la quantité de sédiments apportée dans une rivière devait influencer les taux d'incision fluviale en agissant de deux manières opposées : 1) les sédiments constituent des outils pour l'abrasion du lit rocheux exposé et 2) ils limitent l'exposition du lit rocheux. D'après l'hypothèse de Gilbert, le taux d'incision devrait être maximal lorsque les apports de sédiments sont modérés par rapport à la capacité de transport de la rivière. Lorsque les apports sont faibles, l'incision est limitée par le manque d'outils d'abrasion (« tool effect ») ; lorsque les apports sont importants, l'incision est limitée par l'enfouissement partiel du substrat rocheux sous des dépôts sédimentaires temporaires (« coverage effect »). Le spectre granulométrique des sédiments introduits dans la rivière doit aussi influencer les taux d'incision car seule la fraction grossière est capable de former une couverture alluviale dans le lit des rivières qui s'incisent activement et parce que la fraction la

plus fine est transportée en suspension et entre rarement en collision avec le lit rocheux de la rivière. »

Ainsi, le développement des modèles d'évolution du relief en contexte orogénique passe par la définition des modalités du contrôle exercé par la charge sédimentaire sur l'érosion du lit rocheux des rivières.

## **1.2.2. Caractérisation des interactions sédiments – substrat rocheux.**

### **1.2.2.1. Etudes de terrain.**

De nombreuses études de terrain ont été réalisées dans le but de quantifier l'abrasion du lit rocheux à court terme et/ou de préciser les interactions entre les sédiments transportés par la rivière et le substrat rocheux de celle-ci [e.g. Howard et Kirby, 1983 ; Dollenmayer et Whipple, 1997 ; Dick et al., 1997 ; Tinkler et Wohl, 1998 ; Hancock et al., 1998 ; Howard, 1998 ; Whipple et al., 2000a, 2000b ; Hartshorn et al., 2002]. Nombre de ces études menées à travers le monde sur des rivières à lit rocheux de tailles différentes, coulant à travers des lithologies différentes dans des contextes géodynamiques et climatiques variés, soulignent le rôle important joué par les sédiments lorsque l'on s'intéresse à l'érosion du lit rocheux des rivières. Les principales observations réalisées concernant ce point sont décrites ci-dessous.

En période de basses eaux, la charge de fond protège effectivement le substrat rocheux de la rivière. Pendant cette période, l'érosion concerne principalement les éléments proéminents situés dans le lit de la rivière, les « marches d'escalier » qui peuvent apparaître sur le fond de la rivière et les parois du chenal, d'autant plus que celui-ci est étroit [Hancock et al., 1998 ; Howard, 1998 ; Whipple et al., 2000b ; Hartshorn et al., 2002]. Ce sont les particules en suspension qui agissent dans ce cas-là, produisant des figures d'abrasion telles que les « flûtes » et les « potholes ». L'érosion par les particules en suspension est grandement favorisée par la présence d'aspérités qui vont provoquer des inflexions des lignes de courant (turbulences, tourbillons) ; c'est dans cette configuration que les particules transportées peuvent impacter le substrat [Anderson, 1986 ; Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000a]. Comme l'avait suggéré Kuenen à partir de ses résultats expérimentaux [1955], l'abrasion par les particules en suspension est surtout notable pour les éléments statiques situés dans le courant.

Au moment des crues, la charge de fond est mobilisée (excepté les éléments qui sont trop gros pour être transportés) et le lit rocheux n'est plus protégé. C'est à ce moment là que l'érosion du substrat se produit et que la rivière s'incise. Hartshorn et al. [2002] ont montré que les crues modérées au cours desquelles le substrat est découvert sont les plus efficaces en terme d'incision du lit rocheux en réponse au soulèvement. Les crues majeures produisent une érosion plus importante mais, du fait de leur faible fréquence, elles ne parviennent pas à contrebalancer le soulèvement au niveau du thalweg. Les marques d'impact laissées sur les substrats rocheux et sur les blocs immobiles indiquent que les chocs avec la charge de fond peuvent se faire avec une énergie importante et ainsi produire une érosion notable [Kodama, 1994b ; Hartshorn et al., 2002]. Les modalités de cette érosion sont encore mal définies, si ce n'est par les études expérimentales. Il se pourrait également que le détachement de blocs soit un processus efficace [Tinkler et Wohl, 1998 ; Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000a ; Hartshorn et al., 2002] : les débits présents dans la roche constituent des zones de faiblesse qui se propagent et « s'ouvrent » sous l'effet des chocs répétés des galets sur le fond ; si la capacité de transport de la rivière est suffisante, les blocs ainsi individualisés peuvent être transportés. La taille des blocs est conditionnée par le « degré de débitage » de la roche. Si les débits sont trop espacés, les blocs ne peuvent être transportés et l'abrasion par les galets constituerait alors le processus d'érosion prépondérant. Cependant, ces hypothèses ne sont basées que sur quelques observations de terrain ; elles nécessitent d'être étayées ou infirmées par des données supplémentaires, ces données pouvant être fournies expérimentalement.

#### **1.2.2.2. Etude expérimentale [Sklar et Dietrich, 2001].**

A ma connaissance, cette étude constitue l'unique tentative de relier expérimentalement les taux d'abrasion du substrat rocheux aux caractéristiques de la charge sédimentaire. Sklar et Dietrich [2001] ont étudié expérimentalement le rôle de la quantité de sédiments, de leur granulométrie et de la résistance mécanique des roches sur l'incision, afin de mieux comprendre ce qui se cache derrière la boîte conceptuelle « érodibilité des roches » et ainsi de pouvoir améliorer les modèles d'incision. Le but de cette étude expérimentale était également de vérifier l'hypothèse de Gilbert [1877], à savoir qu'il existe une relation non-linéaire entre le taux d'incision et la quantité de sédiments.

Dans le cadre de cette étude portant sur l'abrasion du substrat rocheux, Sklar et Dietrich ont conçu et utilisé des petits cylindres fermés dans lesquels l'eau, mise en

mouvement par une hélice en rotation rapide, entraîne le déplacement des sédiments (fig. 4). Le mouvement des petits galets et leurs collisions avec un disque rocheux disposé au fond du cylindre provoque l'abrasion de ce dernier. L'érosion des disques rocheux est quantifiée par la variation de leur poids entre le début et la fin d'une expérience.

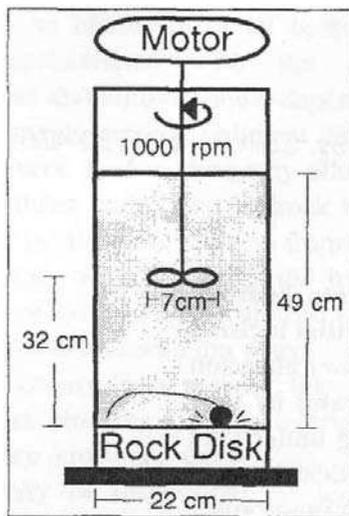


Figure 5 : représentation schématique des cylindres d'abrasion utilisés par Sklar et Dietrich [2001].

Dans la première série d'expériences, des disques rocheux de 22 lithologies différentes (naturelles et artificielles) ont été testés alors que la quantité, la taille et la lithologie des sédiments ont été maintenus constants. Les résultats montrent une relation en puissance (dispersée néanmoins pour les lithologies naturelles) entre le taux d'érosion  $E$  et la résistance à la rupture en traction  $\sigma$  du matériau soumis à l'érosion. La relation est du type  $E = X \cdot \sigma^{-2,0}$ . Si l'on change la lithologie des sédiments, les taux d'érosion sont légèrement affectés : le facteur  $X$  varie mais l'exposant  $-2,0$  reste constant.

Dans la deuxième série d'expériences, la taille des sédiments et la lithologie des matériaux utilisés ont été maintenus constants et c'est la masse totale des sédiments qui variait. Sklar et Dietrich constatent qu'en augmentant la quantité de sédiments, le taux d'érosion du substrat  $E$  commence par croître, ce qui peut s'expliquer par une augmentation du nombre d'outils d'abrasion (« tool effect »), puis il atteint un maximum. A partir de ce point,  $E$  diminue lorsque la quantité de sédiments augmente, ces derniers recouvrant le fond et le protégeant de l'érosion (« coverage effect »).

Dans la troisième série d'expériences, l'effet de la taille des sédiments est testé alors que la masse totale des sédiments et la lithologie des matériaux ne varient pas. La taille minimum des particules testées est de 0,7 mm. Lorsque l'on augmente cette taille,  $E$  augmente

avec un saut autour de 2 mm qui correspondrait au changement du mode de transport, de « transport en suspension » à « transport en charge de fond ». Au dessus de 35 mm, les galets sont immobiles.

Enfin, dans une dernière série d'expériences [présentation orale, Penrose Conference, 2003], les mêmes auteurs observent en augmentant la vitesse de rotation de l'hélice une forte dépendance de l'abrasion vis-à-vis du facteur vitesse des particules.

Les principales conclusions et interprétations de l'étude sont les suivantes [Sklar et Dietrich, 2001] :

- l'importance et la fréquence des apports de sédiments dans le système fluvial contrôle le « degré d'exposition » du lit rocheux [Howard et Kirby, 1983], avec la pente locale de la rivière [Montgomery et al, 1996]. En effet, en contexte orogénique actif, le lit rocheux des rivières de montagne est fréquemment tapis d'une couche d'alluvions, d'où un effet de couverture important. Ainsi, l'érosion n'y est effective qu'au moment des grandes crues, lorsque la majeure partie de cette couverture est mobilisée sous forme de charge de fond.
- la taille des sédiments joue également un rôle très important. La majeure partie des produits de l'érosion d'une chaîne de montagne est transportée sous la forme de charge dissoute ou de charge en suspension. La charge dissoute n'intervient pas dans l'érosion du lit rocheux et l'étude expérimentale tend à montrer que l'érosion par la charge en suspension est très faible et peut être négligée, excepté pour les éléments proéminents situés dans le lit de la rivière [Kuenen, 1955 ; Whipple et al., 2000a] et pour les berges des chenaux étroits [Whipple et al., 2000b]. Cette faible érosion est due à la faible fréquence d'impact entre les particules et le substrat et à la faible énergie de ces impacts. La charge de fond constitue l'outil d'abrasion du lit rocheux efficace. Cependant, certains éléments trop gros ne peuvent être transportés ; ils ne contribuent donc pas à l'érosion et agissent même en sens inverse en protégeant le lit rocheux.
- les résultats expérimentaux montrent une relation entre le taux d'érosion du substrat rocheux et la résistance à la traction du matériau qui y est soumis. Cette relation peut servir à contraindre les études de terrain, la résistance à la traction pouvant être mesurée à partir d'échantillons prélevés in situ. Elle peut également servir à calibrer les études expérimentales puisqu'elle peut permettre de prédire les variations de taux d'érosion suite à un changement de la lithologie du matériel utilisé.

Les critiques qui peuvent être adressées à cette étude concernent tout d'abord l'hydrodynamique du dispositif. La géométrie cylindrique favorise le développement d'un gradient radial de vitesse des fluides caractérisé par une vitesse nulle au centre du dispositif. Au cours des expériences, les auteurs constatent que les sédiments ont tendance à se regrouper au centre du disque rocheux : la concentration de galets diminue vers la paroi externe du dispositif. Par conséquent, il existe probablement une grande variabilité radiale du taux d'abrasion des disques. De plus, Sklar et Dietrich considèrent que la vitesse des fluides est constante d'une expérience à l'autre, la vitesse de rotation de l'hélice ne variant pas. Cette considération est valable au voisinage immédiat de l'hélice mais pas sur l'ensemble de la colonne d'eau. En effet, une augmentation de la taille et/ou de la quantité de sédiment induit une augmentation de la rugosité du fond du cylindre et par conséquent une perte de charge plus importante : la vitesse moyenne des fluides aura donc tendance à décroître. Cependant, le fait que cette variation de vitesse n'ait pas été prise en compte par les auteurs ne modifie pas leurs interprétations, ceux-ci n'ayant pas cherché à quantifier la vitesse des galets et des fluides ou encore à transposer les conditions hydrodynamiques expérimentales à des conditions naturelles.

Enfin, l'étude expérimentale conçue par Sklar et Dietrich ne permet pas de prendre en compte l'érosion par débitage et détachement de blocs [Tinkler et Wohl, 1998 ; Hancock et al. 1998 ; Whipple et al., 2000a ; Hartshorn et al., 2002].

### **1.2.3. Les objectifs de la présente étude.**

Que ce soit expérimentalement, analytiquement ou à partir d'observations de terrain, les études menées jusqu'à présent mettent en évidence le rôle important joué par les sédiments sur l'érosion du lit rocheux des rivières de montagne en contexte orogénique actif. Cette érosion va dépendre des caractéristiques des sédiments (quantité, granulométrie) et des propriétés intrinsèques du substrat (lithologie / résistance du matériau, « degré de débitage », ...).

La distribution de taille des alluvions est un facteur contrôlant majeur ; pour une rivière avec une capacité de transport donnée, fonction de sa pente, de son débit et de sa section, on peut définir une « fraction efficace » pour l'érosion du lit rocheux. Seule cette fraction efficace va interagir de manière significative avec le substrat et provoquer ainsi son érosion au moment des crues : ce qui est plus fin se déplace en suspension et agit

principalement sur les zones non-protégées, ce qui est plus grossier reste immobile et protège le lit de l'érosion. La distribution de taille des sédiments en un point donné dépend :

- en amont, des caractéristiques des sédiments introduits dans le système fluvial : fréquence des apports, quantités de matériel introduites, spectres granulométrique et lithologique des sources.
- du tri granulométrique hydraulique : en grande partie responsable de la décroissance de taille des sédiments vers l'aval en contexte alluvial, on peut cependant supposer qu'il n'est pas effectif en contexte orogénique actif ; les rivières s'incisent et les dépôts ne sont que temporaires : à terme, l'ensemble des sédiments finit par transiter vers le bassin.
- de l'érosion des sédiments au cours du transport fluvial. Cette érosion provoque une diminution de la taille des éléments vers l'aval.

Dans notre étude, ce dernier point sera abordé de manière expérimentale. Dans un dispositif inédit qui permettra de reproduire de manière réaliste les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle, nous souhaitons définir la dépendance de l'abrasion vis-à-vis des facteurs la contrôlant : taille, vitesse et lithologie des galets, quantité de sédiments,... L'objectif de cette étude est de quantifier cette dépendance afin de proposer des lois physiques d'abrasion des galets au cours du transport fluvial.

Parallèlement, une étude de terrain sera menée sur la vallée de la Marsyandi (Chapitre 2). Les caractéristiques des sources y seront mesurées et l'évolution de celles des alluvions vers l'aval sera quantifiée (spectres granulométrique et lithologique). Les données de terrain serviront de référence naturelle aux résultats obtenus expérimentalement.

## **2. Définition de la géométrie et dimensionnement du dispositif.**

Comme évoqué au paragraphe précédent, nous souhaitons réaliser un dispositif permettant de reproduire les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle, sur de longues distances (plusieurs kilomètres) et avec des particules pouvant atteindre 10 cm de diamètre, la majeure partie des sédiments couramment transportés par les rivières n'excédant pas cette taille. Il s'agit donc d'expériences à l'échelle 1 : de vrais galets sont utilisés, les distances parcourues et les vitesses atteintes sont similaires à celles de rivière naturelles. Seule la section de la rivière est réduite (les conséquences de cette réduction en terme d'hydrodynamique sont discutées ultérieurement).

L'abrasion des sédiments est due aux chocs entre les galets et aux chocs des galets contre le substrat rocheux. Nous avons choisi d'isoler les deux processus et de nous intéresser dans un premier temps à l'abrasion des galets par les galets, grâce à la constitution d'un fond non-abrasif.

Dans le cadre d'expériences futures, le dispositif devra permettre la substitution d'un fond rocheux au fond non-abrasif. L'effet de cette modification sur les taux d'érosion des galets pourra être définie et l'érosion du substrat rocheux pourra être abordée de manière :

- qualitative : définition des processus en fonction de la nature et du « degré de débitage » des matériaux, influence de la présence de parties proéminentes dans le canal, effet de l'ajout de particules en suspensions,...
- quantitative : comparaison des taux d'abrasion du substrat obtenus expérimentalement avec les taux mesurés en rivière à court terme et les taux d'incision fluviale à long terme (taux d'incision par datation de terrasses, taux de dénudation par traces de fission,...).

La première étape de la réalisation du dispositif expérimental a été le choix de sa géométrie.

### **2.1. Choix de la géométrie du dispositif.**

Sur les considérations présentées ci-dessus, plusieurs choix ont été envisagés. Tout d'abord, nous avons écarté les tambours qui ne reproduisent que très imparfaitement les processus de transport et d'abrasion effectifs en rivière naturelle ; de plus, il ne permettent pas d'étudier l'érosion du substrat rocheux. Nous nous sommes donc orientés vers une étude en canal.

La première piste a été celle du canal droit (fig. 6) : de section généralement rectangulaire, le canal est alimenté en eau en amont et les galets sont mis en mouvement sous les effets conjugués du courant fluide et de la pente (réglable). Plusieurs raisons nous ont poussé à écarter ce choix :

- l'encombrement : pour assurer une bonne stabilité de l'écoulement, il est nécessaire de réaliser un canal dont la longueur est au moins un ordre de magnitude supérieure au diamètre  $D$  caractéristique de la section. En effet, une perturbation initiée en un point d'un canal induit des perturbations de l'écoulement vers l'aval mais aussi vers l'amont.  $5D$  est la longueur de perturbation moyenne couramment admise en écoulement industriel. Le début et la fin du canal peuvent être considérés comme des perturbations dans l'écoulement ; ils auront une influence sur une longueur cumulée  $10D$  dans le canal. La longueur totale du canal doit donc être bien supérieure à la longueur  $10D$  de la zone de perturbation, ce qui implique directement une longueur du canal pluri-métrique, voire pluri-décamétrique ( $10D = 1$  mètre pour un canal de 10 cm de large).
- le système d'alimentation en eau : nous voulons reproduire des courants fluides proches de ceux des rivières de montagne en période de crue. En contexte de mousson, les vitesses moyennes des fluides à travers une section du bief atteignent couramment les 4 m/s. C'est l'objectif que nous nous sommes fixés expérimentalement. Pour un canal de section carrée 30 x 30 cm, cela correspond à un débit de 360 l/s, ce qui est loin d'être négligeable pour un canal de section assez modeste.
- le système de recyclage des sédiments : pour que les galets puissent parcourir de longues distances, il faut concevoir un système qui les récupère à l'extrémité aval du canal et les réachemine en amont. De plus il faut que, lors de leur passage dans ce système, les galets ne subissent pas d'abrasion conséquente par rapport à l'abrasion produite pendant la circulation dans le canal. De nombreuses possibilités existent concernant les systèmes de recyclage des sédiments (tapis roulant, aspiration par pompe,...) mais elles ne parviennent généralement pas à répondre à cette dernière exigence. Pour exemple, citons le dispositif proposé par Escher [1961] (fig. 7) qui induirait une abrasion importante des sédiments au moment de leur passage dans la chute d'eau.

Ainsi, devant la difficulté de conception et de réalisation, la limitation du budget alloué à notre étude et au vu des autres problèmes inhérents à la géométrie « canal droit », nous avons préféré y renoncer.

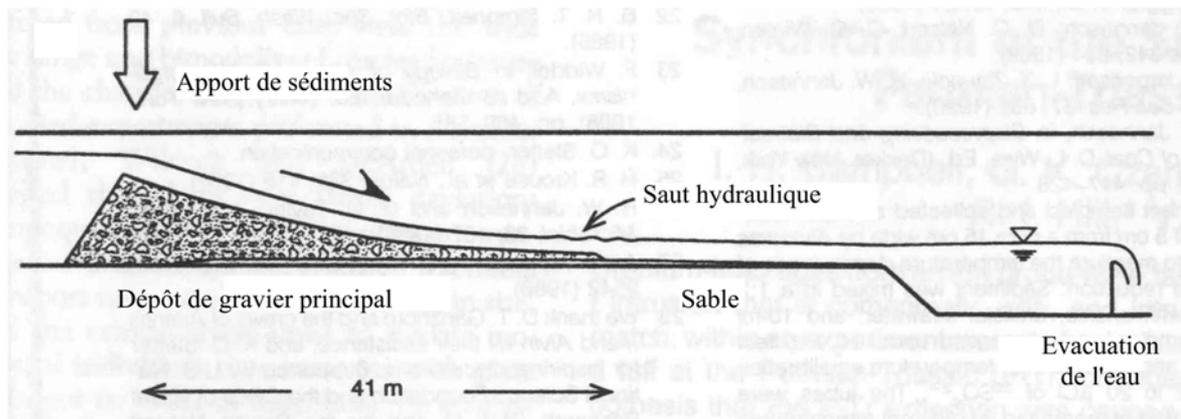


Figure 6 : exemple de canal expérimental ; celui-ci est utilisé pour étudier les effets des phénomènes de transport et de dépôt sélectifs sur la diminution de la taille des sédiments vers l'aval [Paola et al., 1992]. Dimensions : 45 m de long, 1,2 m de profondeur et 0,3 m de large.

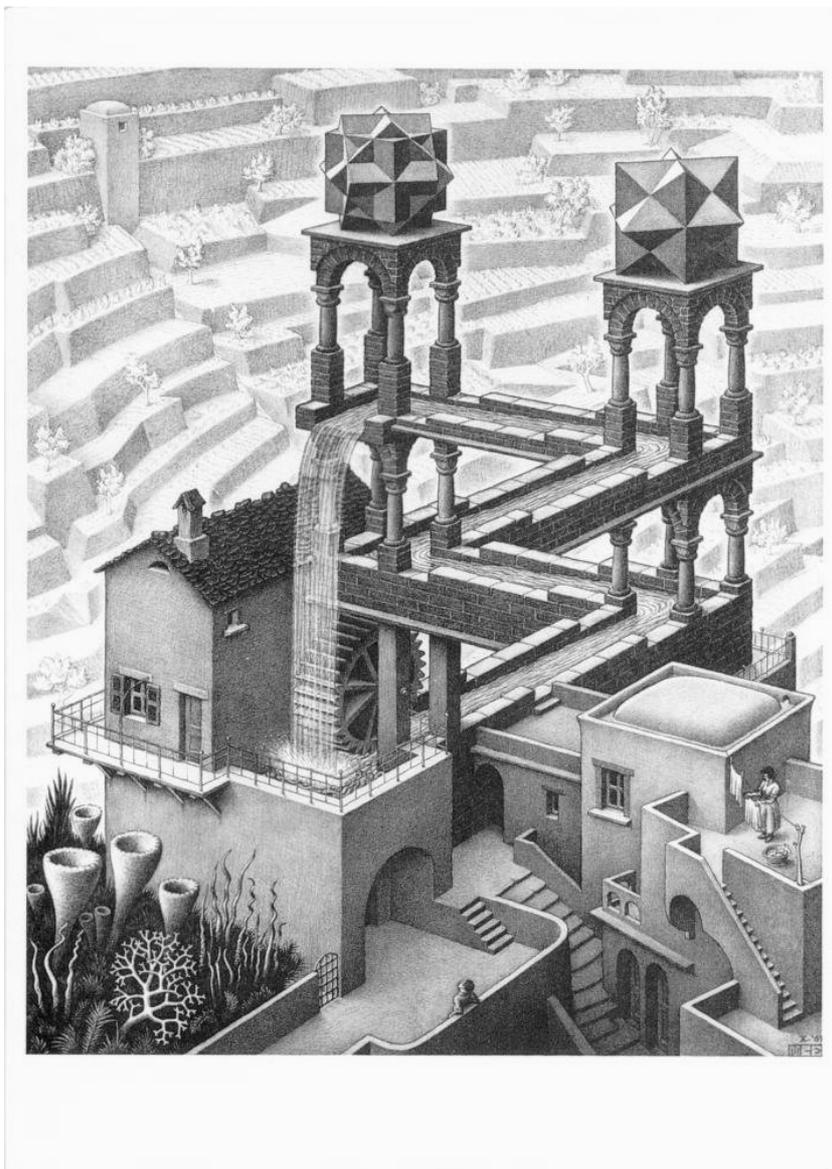
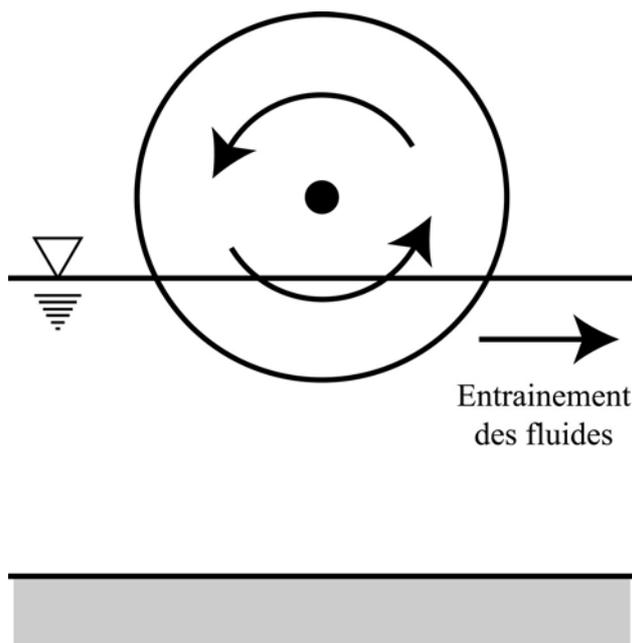


Figure 7 :  
« Waterfall »,  
lithographie de M.C.  
Escher, 1961.

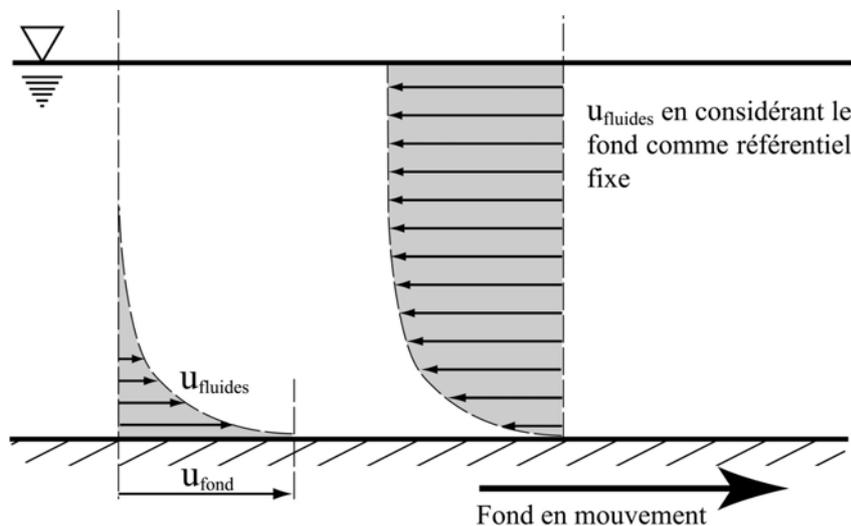
Nous avons finalement privilégié une géométrie éprouvée par Kuenen [1955, 1956, 1966] : le canal circulaire. Cette géométrie présente de nombreux avantages, en particulier celui de permettre aux galets de parcourir de longues distances sans interruption. De plus, les galets sont mis en mouvements sous l'effet du courant fluide comme c'est le cas dans les rivières naturelles. Les principaux inconvénients sont liés à l'absence de pente, contrairement aux rivières naturelles où les galets sont mis en mouvement sous les effets cumulés de la pente et du courant fluide, à la largeur réduite du canal pouvant entraîner des effets de bord importants et surtout à la géométrie circulaire qui introduit des forces centrifuges non désirables.

Dans le dispositif de Kuenen, l'eau était mise en mouvement par un système de pales en rotation. Cette configuration pouvant engendrer des perturbations dans l'écoulement en particulier à l'arrière des pales, nous avons préféré envisager un autre système de mise en mouvement des fluides. Parmi les systèmes déjà éprouvés, citons le système à disques installé par la SOGREAH (Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques) sur un canal expérimental : quatre disques parallèles aux parois du canal ont leur base immergée dans la partie supérieure de la colonne d'eau (fig. 8). Leur rotation entraîne la mise en mouvement des fluides de manière non-turbulente. Cependant, les vitesses obtenues sont faibles par rapport à celles que nous souhaitons atteindre. De plus, les interactions probables entre les galets et les disques pourraient s'avérer rédhitoires.



*Figure 8 : principe de fonctionnement du système à disques mis au point par la SOGREAH. Plusieurs disques sont disposés côte à côte.*

Citons également le système à fond mobile inspiré du dispositif utilisé par Krishnappan et Engel [1994] pour étudier l'érosion et le dépôt des particules en suspension en rivière. Dans ce dispositif, c'est le fond qui se déplace par rapport aux fluides. Lors de son fonctionnement, la colonne d'eau est principalement perturbée à sa base : la vitesse est quasiment nulle à travers la colonne d'eau excepté à sa base où elle augmente brutalement pour atteindre la vitesse du fond au contact (fig. 9). Si l'on change de repère et que l'on prend le fond comme référentiel fixe, on obtient un gradient de vitesse vertical proche du gradient caractérisant les rivières naturelles, avec une vitesse variant peu excepté au niveau de la couche limite basale. Cependant, un tel dispositif est techniquement difficile à réaliser.



*Figure 9 : principe de fonctionnement du système à fond mobile.*

Nous avons finalement opté pour un système d'injection tangentielle des fluides dans le canal, moins complexe à concevoir et répondant manifestement à nos exigences. Les injections sont au nombre de 4 pour assurer une certaine symétrie au dispositif et elles sont alimentées par une pompe.

Pour éviter une consommation d'eau exorbitante, réaliser un circuit fermé était nécessaire. Le bord interne du canal est moins élevé que le bord externe, ce qui permet à l'eau d'être évacuée par débordement au centre du canal. Cette eau est récupérée dans une cuve avant d'être remise en circulation.

Les dimensions ont été inspirées de celles des dispositifs existants. Elles ont également été conditionnées par un certain nombre d'exigences d'ordre scientifique, technique et économique. Nous avons dans un premier temps décidé de réaliser un canal de 150 cm de diamètre, de 60 cm de haut et de 30 cm de large. Cette dernière doit être minimisée au

maximum afin que les conditions hydrodynamiques soient similaires sur toute la largeur du canal ; elle doit néanmoins être suffisante pour permettre aux galets de « circuler librement » sans constamment être repoussés sur les bords par leurs voisins. La taille maximum des galets que nous voulons utiliser étant de 10 cm, un canal de 30 cm de large semble être un bon compromis. Le principe de fonctionnement du canal est illustré en figure 10, il sera développé au cours des paragraphes suivants.

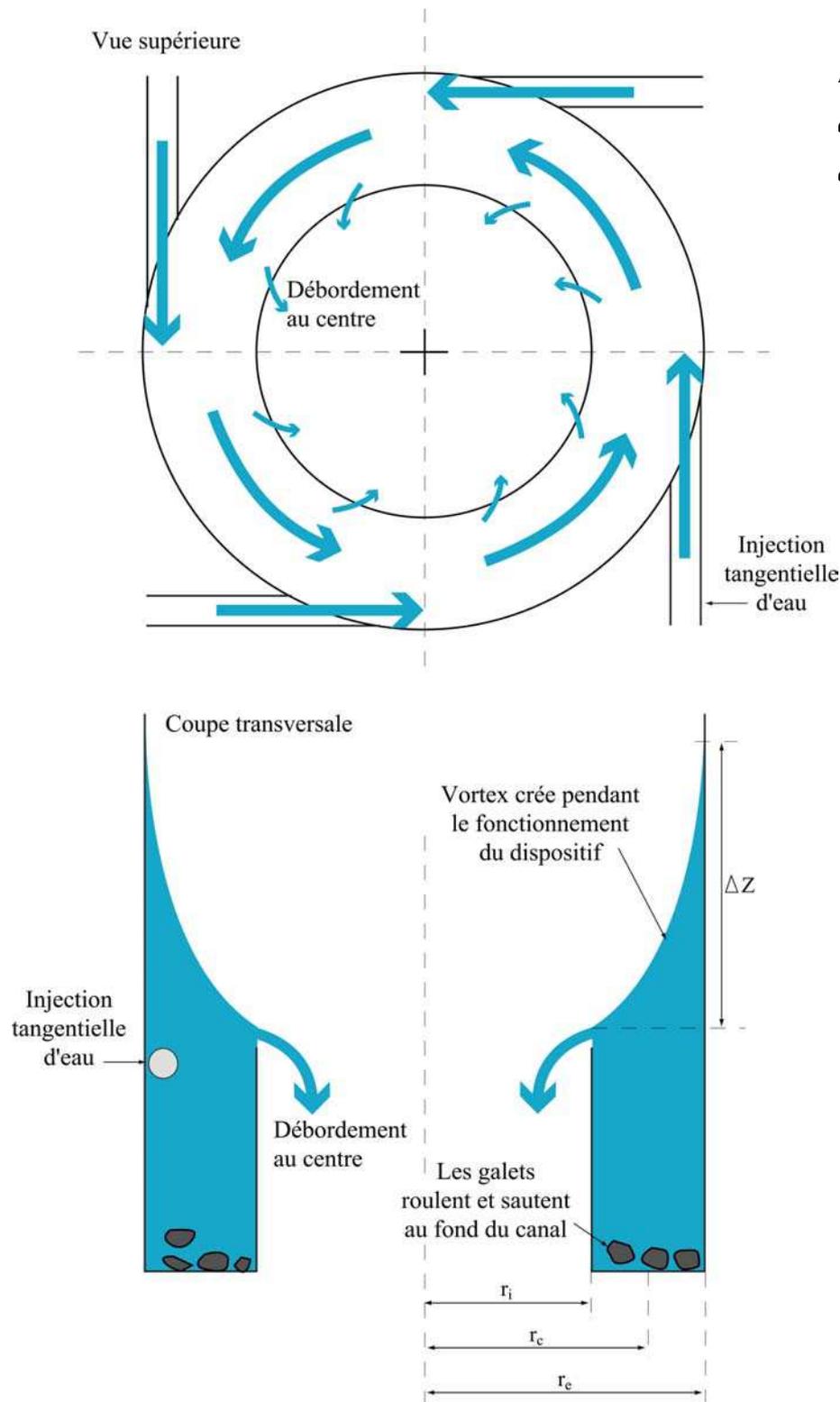


Figure 10 : principe de fonctionnement du canal circulaire.

Bien entendu, les choix que nous avons fait en terme de géométrie et de dimensions, qu'ils soient basés sur des considérations techniques, hydrodynamiques, ou tout simplement intuitifs, nécessitent d'être validés. Dans cette optique, une maquette fonctionnelle à l'échelle 1/5<sup>ème</sup> a été réalisée. L'objectif de cette maquette est de caractériser les écoulements fluides et les trajectoires des particules afin de définir la géométrie et les dimensions finales du dispositif expérimental.

## **2.2. Les expériences sur la maquette à l'échelle 1/5<sup>ème</sup>.**

Pour être sûr que le dispositif expérimental que nous allons construire réponde à nos attentes, sa géométrie doit être « testée ». Deux méthodes de caractérisation furent envisagées : la modélisation numérique et la modélisation physique basée sur l'exploitation d'un modèle réduit. Nous avons choisi la seconde qui présentait l'avantage de toucher du doigt certains problèmes techniques que nous allions rencontrer sur le dispositif final et qui, de plus, se révélait être la plus rapide à mettre en œuvre.

### **2.2.1. Approche théorique du comportement des fluides dans le canal.**

Avant d'aborder les considérations sur le dimensionnement du dispositif, j'attire ici l'attention sur une particularité de celui-ci, liée aux propriétés de l'écoulement des fluides dans un canal courbe. Cette particularité, qui a une importance capitale sur l'ensemble des discussions présentées par la suite en terme de caractéristiques de l'écoulement et de comportement des particules, est la suivante : lors du fonctionnement du dispositif, la force centrifuge s'exerçant sur la colonne d'eau provoque l'inclinaison de la surface du fluide vers le centre de courbure (fig. 10, voir aussi fig. 15). La surface du vortex ainsi créé est définie

$$\text{par } S_r = \frac{\int_0^h u^2 dz}{gr} = \frac{C_r U_h^2}{gr}$$

avec  $u$  = vitesse locale des fluides,  $U_h$  = vitesse moyennée sur la hauteur,  $r$  = rayon de courbure,  $h$  = hauteur et  $C_r$  = un facteur correctif [Chang, 1988]. Si l'on considère  $C_r = 1$ , la différence de hauteur  $\Delta Z$  entre la base et le sommet du vortex peut s'exprimer en fonction des dimensions du canal et de la vitesse moyenne des fluides  $U$  à travers une section du canal :

$$\Delta Z = \int_{r_i}^{r_e} S_r dr = \int_{r_i}^{r_e} \frac{U_h^2}{gr} dr = \frac{U^2}{g} \ln\left(\frac{r_e}{r_i}\right) \approx \frac{U^2 l}{gr_c}$$

avec  $r_i$ ,  $r_e$  et  $r_c$  = rayons de courbure interne, externe et au centre respectivement et  $l$  = largeur du canal. Réciproquement, il est donc possible de déterminer la vitesse moyenne  $U$  à partir des dimensions du vortex :

$$U = \sqrt{\frac{gr_c \Delta Z}{l}}$$

Notons cependant que cette formule n'est à priori valable que pour un écoulement limité latéralement par deux parois ; le fait que l'eau se déverse au centre du canal est probablement une source d'erreur.

Sous l'effet de la formation du vortex, des courants secondaires à tendance centripète vont apparaître à la base de la colonne d'eau. Ce phénomène est bien connu et caractéristique des écoulements en canal courbe [Chang, 1988 ; Guyon et al., 1991]. Comme évoqué ci-dessus, la pression croissante vers l'extérieur du canal liée à la pente de la surface du fluide est compensée par l'accélération centrifuge  $U^2/r$ . Or, si l'on se déplace selon une ligne verticale dans le courant, cette accélération centrifuge varie du fait du gradient vertical de vitesse : elle est faible à la base de l'écoulement (couche limite) et ne parvient pas à compenser la pression excédentaire ce qui engendre des courants secondaires centripètes ; le phénomène inverse se produit à la surface de l'écoulement où la vitesse des fluides et donc l'accélération centrifuge est forte. Ces phénomènes génèrent l'apparition des courants transverses représentés en figure 11.

On peut prévoir que ces courants secondaires vont interagir avec les particules se trouvant dans le canal. Ainsi, la trajectoire empruntée par les particules résultera de la compétition entre la force centrifuge et la force centripète liée aux courants secondaires qui s'exerceront sur elles. Les expériences qui seront réalisées permettront d'estimer l'influence de ces interactions sur le comportement des particules.

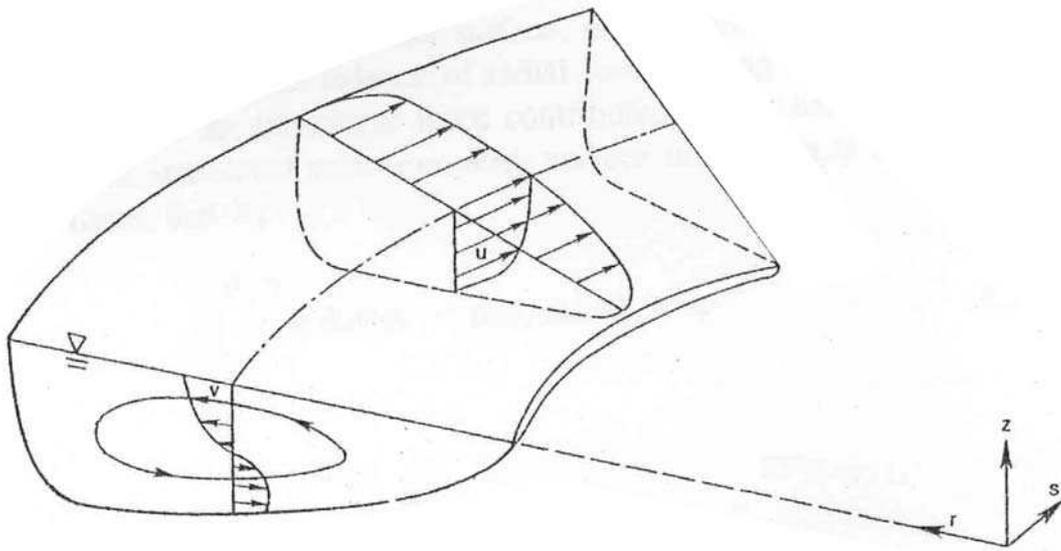


Figure 11 : représentation des champs de vitesse longitudinale et transverse dans un canal courbe, d'après Chang [1988].

### 2.2.2. Considérations hydrodynamiques, lois de similarité.

En hydraulique, trois variables adimensionnelles principales permettent de caractériser les écoulements fluides :

- le nombre de Froude  $Fr = \frac{U}{\sqrt{gD_h}}$

avec  $U$  = vitesse du fluide (m/s),  $g$  = accélération de la pesanteur ( $9,81 \text{ m/s}^2$ ) et  $D_h$  = diamètre hydraulique, dimension caractéristique de l'écoulement que l'on prend généralement égale à la hauteur d'eau dans le chenal (m).

$Fr$  exprime le rapport des forces d'inertie aux forces de pesanteur. Lorsque  $Fr < 1$ , on parle d'écoulement fluvial. Lorsque  $Fr > 1$ , l'écoulement est dit torrentiel. Il est critique pour  $Fr = 1$ . Dans la pratique, les deux types d'écoulement se distinguent par la manière dont les ondes générées par une perturbation dans le courant se déplacent dans le chenal. Dans un chenal où la vitesse est nulle, une perturbation génère des ondes qui se déplacent dans toutes les directions, certaines vers l'amont, d'autres vers l'aval. Lorsque le fluide se déplace dans le canal, les ondes sont emportées par le courant vers l'aval. Dans le cas d'un écoulement fluvial, la vitesse des ondes est supérieure à celle du fluide et les ondes vont donc pouvoir remonter le courant vers l'amont. Si l'écoulement est torrentiel, la vitesse du fluide est supérieure à celle des ondes, celles-ci sont donc transportées vers l'aval. Ainsi, une perturbation survenant dans un écoulement n'aura des répercussions vers l'amont que si l'écoulement est fluvial.

- le nombre de Reynolds  $Re = \frac{4R_h U}{\nu}$

avec  $\nu$  = viscosité cinématique (m<sup>2</sup>/s, on utilise généralement la valeur de 10<sup>-6</sup> pour l'eau à 20°C) et  $R_h$  = rayon hydraulique = section mouillée / périmètre mouillé = [largeur x hauteur] / [largeur + (hauteur x 2)] (m).

Re exprime le rapport des forces d'inertie aux forces de frottement. Pour  $Re < 2400$ , l'écoulement est laminaire. Pour  $Re > 4000$ , il est turbulent. Entre les deux régimes se trouve une zone de transition avec un écoulement non défini instable. En pratique, les écoulements à surface libre sont le plus souvent turbulents.

Remarque : dans le cas d'une conduite circulaire,  $4R_h$  est remplacé par le diamètre D de la conduite dans l'expression de Re.

- la rugosité relative  $k_s/D_h$ .
- avec  $k_s$  = hauteur de la rugosité (m).

Dans le cadre d'une modélisation, ces trois paramètres doivent être pris en compte. Ils doivent être considérés pour la transposition canal – nature et pour la transposition maquette – canal. La rugosité relative est la plus aisée à prendre en compte : dans la relation maquette – canal, elle peut être négligée car les matériaux qui seront utilisés (PVC, inox, acier,...) ont une rugosité négligeable. Dans la relation canal – nature, elle fait partie des paramètres qui seront testés expérimentalement. En effet, une rugosité artificielle de dimension donnée pourra être installée au fond du canal.

Pour Fr et Re, un problème de taille existe : lors d'une modélisation, les dimensions de l'écoulement ( $R_h$  et  $D_h$ ) sont généralement réduites. En conséquence, pour une même vitesse, Re va diminuer alors que Fr va augmenter. Ainsi, la variation opposée de ces deux paramètres suite à un changement de la taille du chenal empêche leur conservation simultanée. Il faut donc choisir un paramètre auquel nous appliquerons les conditions de similitude. Dans les écoulements à surface libre, l'écoulement est généralement turbulent. C'est le cas en rivière, ce sera le cas dans le dispositif expérimental (le régime sera laminaire pour des vitesses très faibles de l'ordre du cm/s, vitesses auxquelles nous ne ferons pas d'observations). Nous allons donc plutôt nous intéresser au nombre de Froude (c'est ce qui est fait dans la plupart des études d'écoulement à surface libre).

Cependant, l'utilisation du nombre de Froude tel qu'il est défini n'est pas le choix de la variable à dimensionner le plus judicieux dans le cadre de notre étude. En effet, il exprime le rapport des forces d'inertie aux forces de pesanteur, ces dernières pouvant être assimilée à la force motrice dans le cas d'un écoulement en pente. Dans le canal, l'absence de pente supprime l'influence de ces forces de gravité sur l'écoulement. En revanche, celles-ci interviennent au niveau du vortex se formant lors du fonctionnement du dispositif, sous la forme d'un gradient de pression radial équilibrant la force centrifuge s'exerçant sur la colonne d'eau. On peut ainsi définir un nombre adimensionnel qui peut être utilisé pour l'application des conditions de similitude entre le canal et la maquette. Ce nombre s'écrit sous la forme :

$$\frac{\rho U^2 / r_c}{\rho g \cdot \Delta h / \Delta l} = \frac{U^2 \Delta l}{r_c g \Delta h}$$

Il correspond au rapport entre une force centrifuge volumique et un gradient de pression. Ainsi, pour répondre au critère de similitude sur ce nombre tout en conservant la géométrie du vortex (exprimée par  $\Delta l / \Delta h$ ), les vitesses des fluides dans la maquette à l'échelle 1/5<sup>ème</sup> devront être divisées par  $\sqrt{5}$  par rapport aux vitesses dans le canal.

Dans le cadre de cette étude, nous avons choisi d'atteindre des vitesses moyennes des fluides de 4 m/s dans le canal, ce qui correspond à une vitesse atteinte dans la nature au moment de crues significatives. Par conséquent, les vitesses des fluides dans la maquette devront atteindre 1,8 m/s.

Le comportement des galets dans le canal doit aussi faire l'objet d'un dimensionnement. La trajectoire des galets résulte de l'interaction entre la force centrifuge agissant sur le galet et les courants secondaires à tendance centripète qui apparaissent à la base de la colonne d'eau sous l'effet du gradient de pression induit par la formation du vortex (voir § 2.2.1.). Pour que la position d'un galet dans le canal soit semblable à sa position dans la maquette, il faut que le rapport entre les deux forces soit similaire dans le canal et dans la maquette. Soit  $F_c$  la force centrifuge et  $F_{cs}$  la force centripète liée aux courants secondaires.

On a :

$$F_c \propto \rho_s D^3 \frac{U_g^2}{r_c} - \rho_f D^3 \frac{U_f^2}{r_c} \quad \text{avec :}$$

$\rho_s$  = masse volumique des galets,

$\rho_f$  = masse volumique des fluides,

D = diamètre des galets,

$U_g$  = vitesse des galets,

$U_f$  = vitesse des fluides dans la direction d'écoulement principale,

$r_c$  = rayon de courbure au centre du canal.

Le premier terme correspond à la force centrifuge s'appliquant sur le galet, le second terme est relatif au gradient de pression associé au vortex.

On peut concevoir que la vitesse des galets soit proportionnelle à celle des fluides (ceci sera confirmé par la suite, voir § 2.2.4.2.) :  $U_g = \alpha U_f$ .

L'expression de la force centrifuge devient alors :

$$F_c \propto (\rho_s \alpha^2 - \rho_f) \frac{D^3 U_f^2}{r_c}.$$

La force centripète est de la forme :  $F_{CS} \propto \rho_f C_x D^2 U_{CS}^2$

avec  $C_x$  = coefficient de traînée de la particule, fonction du nombre de Reynolds, et  $U_{CS}$  = vitesse des fluides associés aux courants secondaires.

Le nombre sans dimension relatif à la trajectoire des particules peut donc s'écrire ainsi :

$$\frac{F_c}{F_{CS}} \propto \frac{(\rho_s \alpha^2 - \rho_f)}{\rho_f} \times \frac{U_f^2}{U_{CS}^2} \times \frac{D}{C_x r_c}.$$

$U_f / U_{CS}$  est proportionnel à  $\tan \delta$ , où  $\delta$  représente l'angle entre la direction d'écoulement principal et la direction des courants secondaires.

On a  $\tan \delta = 11.h / r_c$  [Chang, 1988].

Lorsque l'on passe de la maquette au canal, les termes h et  $r_c$  sont multipliés par 5,  $\tan \delta$  devrait donc rester constant. Cependant, cette relation a été définie pour des écoulements caractérisés par  $h \ll r_c$ . Dans notre cas, on a  $h = r_c$ , ce qui impliquerait un angle  $\delta$  peu réaliste proche de  $90^\circ$ . Toutefois, les caractéristiques de l'écoulement (dimensions du vortex...) étant similaires pour le canal et pour la maquette, on peut supposer que l'angle  $\delta$

restera constant d'un dispositif à l'autre. Le terme en  $U$  dans la relation  $F_c / F_{cs}$  ne devrait donc pas varier de manière significative.

De la même manière, le terme en  $\rho$  peut être considéré comme constant du canal à la maquette, ainsi que le  $C_x$  dans la gamme de  $Re$  considérée.

Ainsi, c'est le rapport  $D / r_c$  qui contrôle principalement le nombre sans dimension. Le passage du canal à la maquette  $1/5^{\text{ème}}$  devra donc s'accompagner d'une réduction de la taille des particules par 5 afin de répondre au critère de similarité concernant la trajectoire des particules.

Ces critères établis, la réalisation de la maquette a alors pu être envisagée.

### **2.2.3. Conception de la maquette.**

Les plans du canal circulaire à l'échelle  $1/5^{\text{ème}}$  ont été réalisés (fig. 12) avec quatre injections tangentielles. D'un diamètre de 30 cm, le canal affiche une largeur de 6,75 cm pour une hauteur de 12 cm. Rappelons que le principe de fonctionnement du canal est présenté en figure 10. Comme évoqué au paragraphe précédent, la force centrifuge, lors du fonctionnement du dispositif, aura tendance à faire s'élever la ligne d'eau sur la paroi externe du canal tandis que la ligne d'eau interne restera fixe, l'eau se déversant au niveau de la virole interne. La hauteur de la virole externe est donc conditionnée par la vitesse moyenne des fluides maximum que nous souhaitons atteindre. D'une valeur approximative de 1,8 m/s, elle correspond à une élévation de la ligne d'eau externe  $\Delta Z$  d'un peu moins de 18 cm. Ainsi, les viroles interne et externe de la maquette ont des hauteurs respectives de 12 et de 30 cm. Notons que la hauteur de la virole externe a dû être augmentée par la suite pour permettre la réalisation d'expériences à fond surélevé (principe décrit plus bas).

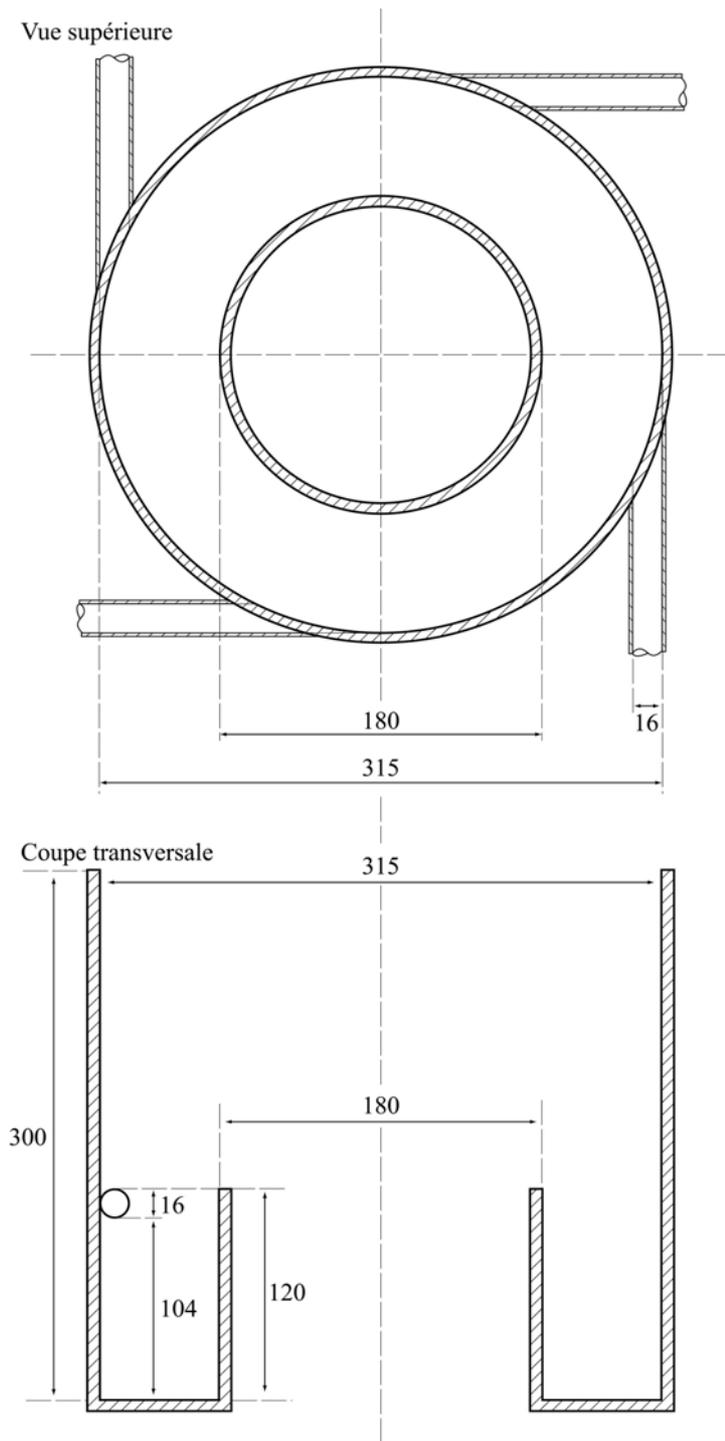


Figure 12 : plan de la maquette du canal à l'échelle à  $1/5^{\text{ème}}$ . Les côtes sont en millimètres.

Les injections tangentielles de diamètre 16 mm sont positionnées de sorte que leur sommet arrive au sommet du canal, c'est-à-dire à la hauteur de la virole interne. Si les injections étaient positionnées plus haut, une grande partie de l'énergie fournie par ces injections pour mettre en mouvement la masse d'eau dans le canal pourrait être perdue car elle serait directement évacuée au centre du dispositif : injecter l'eau dans le canal même semble intuitivement indispensable. Les injections pourraient cependant être insérées plus bas dans le canal. Ainsi, la maquette a été conçue de sorte que l'on puisse tester les effets du changement

de la hauteur d'injection dans le canal sur les écoulements : un fond et une virole interne amovibles et surélevables ont été fabriqués afin de pouvoir modifier la hauteur des injections tout en conservant la géométrie du canal (fig. 13). Seule la largeur de ce dernier est réduite de 6 mm dans la configuration « surélevée ». La maquette du canal circulaire a été réalisée en plexiglas transparent.

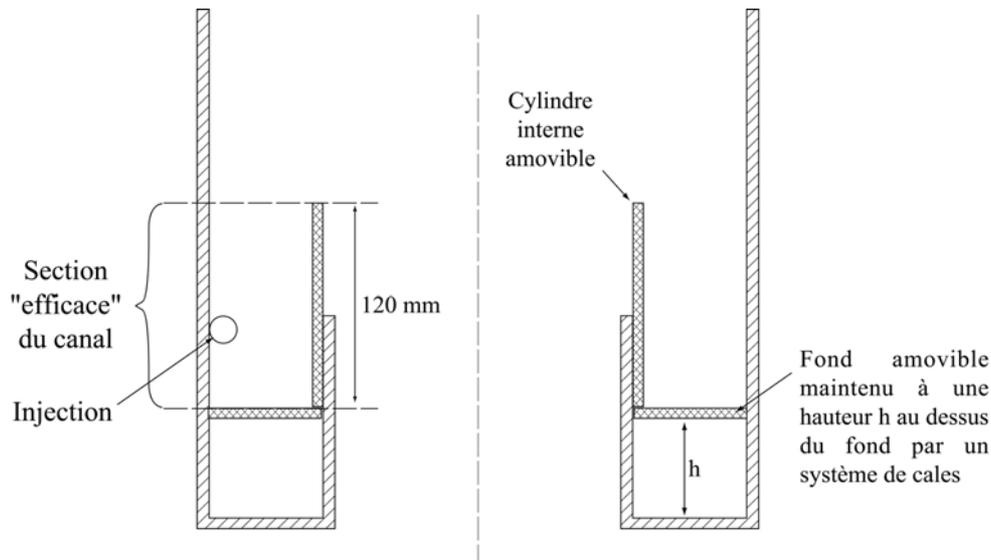


Figure 13 : coupe transversale de la maquette en configuration « surélevée ».

Pour la mise en mouvement des fluides, quatre pompes de vidange de machine à laver ont été installées. L'ensemble du dispositif en état de marche est présenté en figure 14. L'eau est pompée dans un bac de 50 litres via un tube souple de diamètre interne 25 mm. Elle est acheminée vers les injections par un tube souple de diamètre interne 16 mm. Sur chaque tube, un robinet est mis en place afin de pouvoir modifier le débit fourni. Ce dernier est mesuré par un rotamètre (débitmètre à flotteur). L'eau est alors injectée dans le canal, celui-ci étant positionné au dessus du bac de 50 litres. Comme nous l'avons prévu, un vortex se forme lors du fonctionnement du dispositif (fig. 15) ; l'eau est évacuée par débordement au centre du canal et récupérée dans le bac.



*Figure 14 : vue d'ensemble du dispositif expérimental à l'échelle 1/5<sup>ème</sup>. Sur la gauche, le projecteur à diapositives utilisé pour les expériences de visualisation du champ de vitesse des fluides.*

*Figure 15 : détails du vortex se formant pendant le fonctionnement du dispositif.*



Les expériences réalisées sur la maquette nous ont permis de caractériser et de quantifier les écoulements fluides et les trajectoires des particules dans le canal et ainsi de valider et de préciser la géométrie proposée. Elles nous ont également permis de répondre à certaines questions qui restaient en suspens, les deux principales étant : « quelle hauteur d'injection générera le profil de vitesse le plus réaliste ? » et « est-il nécessaire d'incliner le fond du canal vers son centre afin d'empêcher les particules d'être accumulées sur la paroi externe sous l'effet de la force centrifuge ? ». Ces différents points sont détaillés dans la partie suivante.

## **2.2.4. Les expériences réalisées.**

### **2.2.4.1. Caractérisation des écoulements fluides.**

#### **2.2.4.1.1. Méthodes employées.**

Pour obtenir le champ de vitesse dans un fluide en mouvement, plusieurs méthodes existent. Voici une liste non exhaustive de celles qui pourraient être utilisées dans la maquette :

- les méthodes basées sur l'effet Doppler (sondes ultrasons, laser),
- la méthode du fil chaud qui, après étalonnage, permet de relier l'intensité nécessaire pour maintenir à température constante un fil de nickel de  $40\ \mu$  placé dans un courant fluide à la vitesse de ce fluide,
- le tube de Pitot qui permet de mesurer ponctuellement la pression dynamique égale à  $U^2/2g$  et ainsi de déterminer la vitesse du fluide (le tube de Pitot a été utilisé pour les mesures de vitesses dans le dispositif expérimental à l'échelle 1, son principe est détaillé au § 4.2.1.1.2.),
- les méthodes basées sur l'utilisation de traceurs et de la photographie.

Les méthodes Doppler sont précises mais coûteuses et lourdes à installer. L'utilisation d'un fil chaud ou d'un tube de Pitot est en revanche beaucoup plus aisée. Cependant, compte tenu de la taille réduite du canal, les instruments de mesure risquaient de modifier de manière conséquente l'écoulement des fluides. C'est pourquoi nous avons opté pour la dernière solution, une méthode non-intrusive qui présente de nombreux avantages : peu coûteuse, elle permet de plus de visualiser réellement les directions d'écoulements et d'estimer les vitesses correspondantes sur l'ensemble de la zone photographiée. Ce sont d'ailleurs ces raisons qui poussent encore aujourd'hui nombre d'hydrauliciens à avoir recours à cette méthode lorsque des écoulements fluides doivent être caractérisés.

Les traceurs que nous avons utilisés (aimablement fournis par l'équipe Géodynamo du LGIT) sont des particules de quelques centaines de microns issues du broyage à  $-30^\circ\text{C}$  de plastique type PEHD. D'une densité proche de celle de l'eau, leurs trajectoires permettent de matérialiser fidèlement les écoulements. Les expériences ont lieu dans l'obscurité et l'utilisation d'un plan lumineux permet la visualisation des écoulements dans un plan donné puisque seuls les traceurs présents dans ce plan sont visibles. Le plan de quelques millimètres

d'épaisseur est produit par un projecteur à diapositives dans lequel est introduite une diapositive finement fendue.

Pour les expériences, le plan est positionné horizontalement à différentes hauteurs ou verticalement. Dans le premier cas, les photos sont prises à travers le fond transparent du canal grâce à l'utilisation d'un miroir. Pour les plans verticaux, les photos sont prises directement à travers la paroi externe transparente du canal. Un appareil photo reflex et des pellicules photo de grande sensibilité (800ASA) sont employés et, après une période d'étalonnage afin de déterminer les temps d'exposition et les valeurs d'ouverture du diaphragme les plus appropriées, des clichés exploitables peuvent être obtenus (fig. 16). Sur ces clichés, la longueur des traces (corrigée des distorsions liées au changement de la distance objet – pellicule) et les temps d'exposition permettent de déterminer la vitesse des traceurs et donc des fluides.

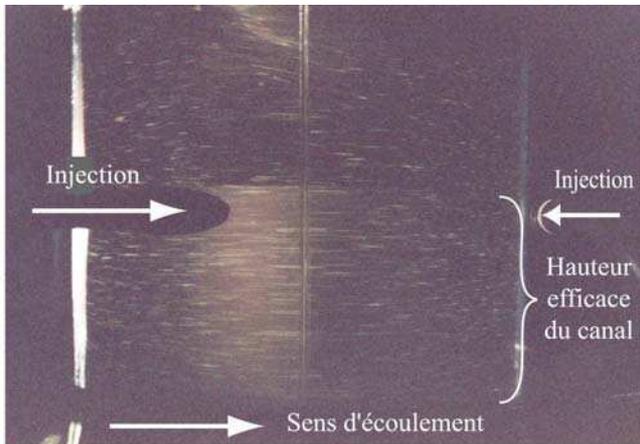
Enfin, la vitesse moyenne des fluides à travers une section du canal a été calculée à partir des dimensions du vortex (voir § 2.2.1.). Notons que dans un premier temps, nous avons négligé la hauteur de la lame d'eau au niveau du déversoir matérialisé par la virole interne du canal. Les expériences réalisées sur le dispositif à l'échelle 1 ont souligné l'importance de cette lame d'eau dont la non prise en compte induit une surestimation des vitesses. Les vitesses présentées par la suite sont corrigées de cet effet.

#### 2.2.4.1.2. Les résultats.

D'un point de vue qualitatif, trois observations principales ont été réalisées :

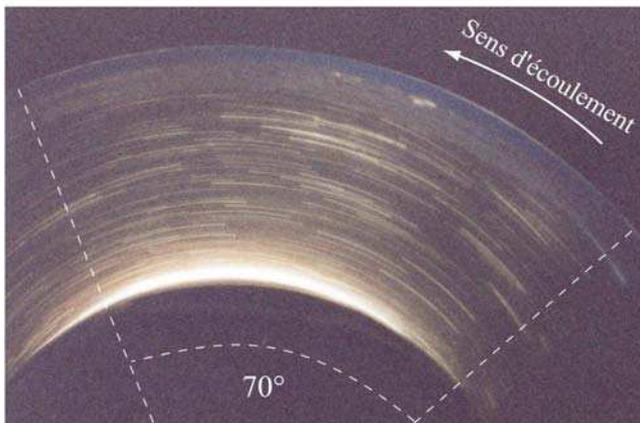
- on constate une dissymétrie du vortex dans le cas d'expériences à deux pompes : deux zones déprimées apparaissent entre les points d'injection. Elles disparaissent lorsque l'on utilise quatre pompes ; la surface du vortex présente alors une belle régularité.
- dans le plan vertical, l'écoulement moyen apparaît laminaire : sur la hauteur du canal, les traceurs se déplacent horizontalement, parallèlement au fond (fig. 16a). Des perturbations apparaissent en revanche dans la partie supérieure du vortex.
- dans le plan horizontal, les traceurs ont une trajectoire circulaire et se déplacent parallèlement aux parois du canal (fig. 16b). Ceci est visible sur toute la hauteur du canal excepté à proximité du fond, sur les quelques millimètres d'épaisseur de la « couche limite ». Cette dernière correspond à la zone fluide sujette à une décroissance de vitesse très rapide liée à la présence d'une paroi (la vitesse est nulle au niveau de la paroi).

L'épaisseur de la couche limite est fonction de la rugosité de la paroi. Dans notre cas, la couche limite est peu épaisse puisque la rugosité du plexiglas est négligeable. On y observe des courants secondaires qui rabattent les traceurs vers le bord interne du canal (fig. 16c).



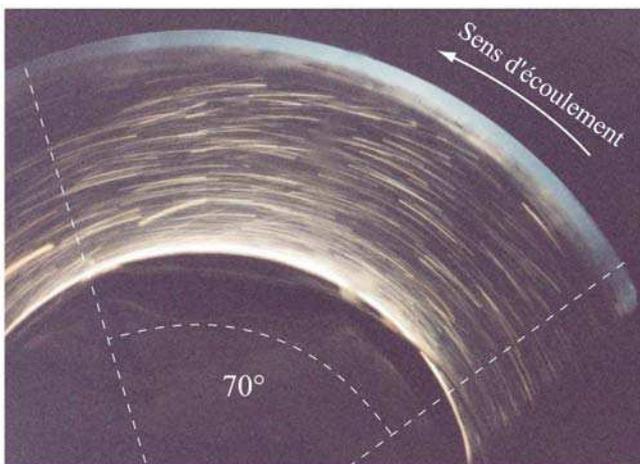
(a) Le plan lumineux est disposé verticalement, la photo est prise à travers la paroi latérale transparente du canal. Les trajectoires sont horizontales excepté dans la partie haute du vortex.

4 pompes à 1550 l/h,  $U_{\text{injection}} = 2,2 \text{ m/s}$ .  
Diaph. 4,0 / Tps ouverture 1/60 sec.



(b) Le plan lumineux est disposé horizontalement à 5,5 cm au-dessus du fond du canal, la photo est prise à travers le fond transparent via un miroir. Les particules se déplacent de manière circulaire.

4 pompes à 1550 l/h,  $U_{\text{injection}} = 2,2 \text{ m/s}$ .  
Diaph. 4,0 / Tps ouverture 1/45 sec.



(c) Le plan lumineux est disposé horizontalement à 0,5 cm au-dessus du fond du canal. Des courants secondaires rabattent les particules vers le bord interne du canal.

2 pompes à 1550 l/h,  $U_{\text{injection}} = 2,2 \text{ m/s}$ .  
Diaph. 4,0 / Tps ouverture 1/45 sec.

Figure 16 : photos utilisées pour la détermination du champ de vitesse des fluides dans la maquette. Les traceurs sont visualisés dans un plan lumineux de quelques mm d'épaisseur.

D'un point de vue quantitatif, la vitesse des fluides a pu être déterminée à partir de la longueur des traces. Cet exercice a été réalisé principalement dans le plan horizontal, avec des plans lumineux positionnés à trois hauteurs différentes au dessus du fond du canal : 0,5 cm pour visualiser la couche limite et 5,5 et 11 cm pour obtenir des informations à mi-hauteur et dans la partie supérieure du canal (fig. 17). Les expériences ont été réalisées :

- à des débits de 1300 et 1550 l/h par pompe, ce qui correspond à des vitesses d'injection respectives de 1,8 et 2,2 m/s,
- avec deux ou quatre pompes,
- en configuration « normale » et en configuration « surélevée ». En configuration normale, l'eau est injectée à 11,2 cm au dessus du fond du canal. En configuration surélevée, le fond et la virole interne sont rehaussés de 3,6, 6,6 ou 9,6 cm, ce qui correspond à un abaissement des injections d'une hauteur équivalente. Les quatre hauteurs d'injection testées ont donc été 11,2 / 7,6 / 4,6 / 1,6 cm (fig. 17).
- vingt galets de 1 cm ont été ajoutés pour une série d'expériences à 1300 l/h.

Coupe transversale

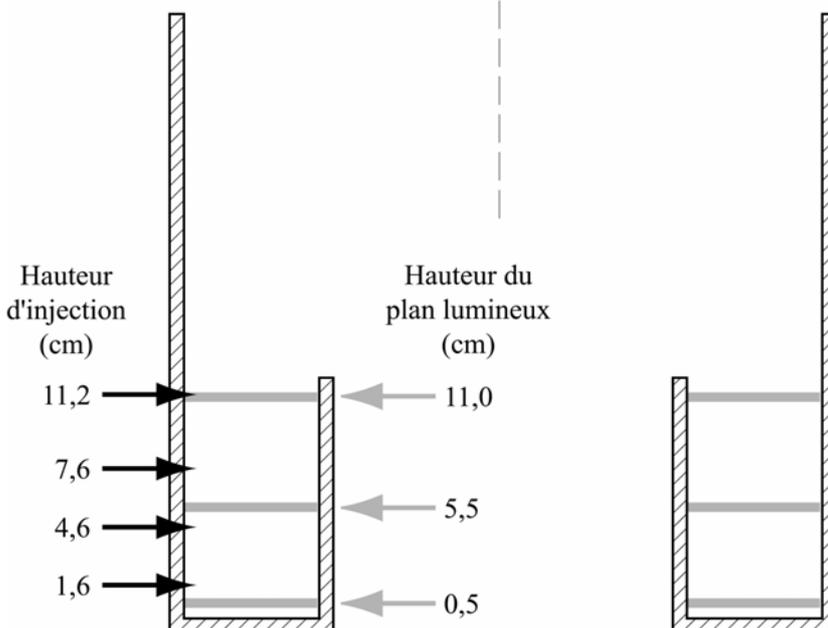


Figure 17 :  
localisation des plans lumineux utilisés pour les expériences de visualisation par rapport aux différentes hauteurs d'injection testées.

Les résultats sont consignés dans les tableaux suivants. Les lacunes correspondent aux photos qui n'ont pu être exploitées.  $h_{inj}$  = hauteur de l'injection par rapport au fond du canal,  $h_{pl}$  = hauteur du plan lumineux par rapport au fond du canal,  $U_{tr}$  = vitesse des traceurs,  $U_{fl}$  = vitesse moyenne des fluides déduite des dimensions du vortex.

**Quatre pompes à 1550 l/h,  $U_{\text{injection}} = 2,2 \text{ m/s}$**

$h_{\text{inj}}$ (cm)	$h_{\text{pl}}$ (cm)	$U_{\text{tr}}$ (m/s)	$U_{\text{fl}}$ (m/s)
11,2	11	1,6 +/- 0,1	1,6
11,2	5,5	1,5 +/- 0,2	
11,2	0,5	1,5 +/- 0,2	
7,6	11	1,6 +/- 0,1	1,6
7,6	5,5	1,6 +/- 0,2	
7,6	0,5	1,6 +/- 0,1	
4,6	5,5	1,5 +/- 0,1	1,5
4,6	0,5	1,5 +/- 0,1	
1,6	5,5	1,5 +/- 0,1	1,5
1,6	0,5	1,4 +/- 0,2	

**Deux pompes à 1550 l/h,  $U_{\text{injection}} = 2,2 \text{ m/s}$**

$h_{\text{inj}}$ (cm)	$h_{\text{pl}}$ (cm)	$U_{\text{tr}}$ (m/s)	$U_{\text{fl}}$ (m/s)
11,2	0,5	1,3 +/- 0,1	
7,6	0,5	1,3 +/- 0,1	
4,6	0,5	1,2 +/- 0,1	1,0
1,6	0,5	1,0 +/- 0,1	0,9

**Quatre pompes à 1300 l/h,  $U_{\text{injection}} = 1,8 \text{ m/s}$**

$h_{\text{inj}}$ (cm)	$h_{\text{pl}}$ (cm)	$U_{\text{tr}}$ (m/s)	$U_{\text{fl}}$ (m/s)
11,2	5,5	1,2 +/- 0,3	1,4 m/s
11,2	0,5	1,1 +/- 0,3	
11,2	0,5	1,1 +/- 0,2 (avec 20 galets)	
7,6	11	1,3 +/- 0,1	
7,6	0,5	1,4 +/- 0,1	
4,6	5,5	1,0 +/- 0,1	
4,6	0,5	1,2 +/- 0,1	

**Deux pompes à 1300 l/h,  $U_{\text{injection}} = 1,8 \text{ m/s}$**

$h_{\text{inj}}$ (cm)	$h_{\text{pl}}$ (cm)	$U_{\text{tr}}$ (m/s)	$U_{\text{fl}}$ (m/s)
11,2	0,5	1,2 +/- 0,3	0,9 m/s
11,2	0,5	0,8 +/- 0,2 (avec 20 galets)	
7,6	11	0,8 +/- 0,1	
7,6	5,5	0,8 +/- 0,1	
7,6	0,5	0,8 +/- 0,1	
4,6	11	0,9 +/- 0,1	
4,6	0,5	0,8 +/- 0,1	
1,6	11	0,6 +/- 0,1	
1,6	0,5	0,5 +/- 0,1	

Plusieurs constatations peuvent être faites :

- pour une même expérience, il n'y a pas de variation de vitesse significative entre la base et le sommet du canal. Les incertitudes sur les mesures ne sont pas négligeables ; elles proviennent principalement du fait que les traceurs peuvent sortir du plan lumineux, ce qui provoque l'apparition de traces incomplètes et donc la sous-estimation des vitesses.
- lorsque les injections sont rapprochées du fond du canal, la vitesse moyenne des fluides a globalement tendance à diminuer.
- lorsque quatre pompes fonctionnent, la vitesse moyenne des fluides représente environ 65% de la vitesse d'injection. Elle n'en représente qu'environ 50% si deux pompes fonctionnent.
- Sur les photos, on constate que les vitesses maximum sont localisées à proximité du bord interne du canal : la vitesse diminue lorsque le rayon augmente. Cependant, il s'agit d'une tendance globale que l'on observe. De plus, les différences de vitesse ne sont pas très importantes puisqu'elles sont incluses dans les incertitudes données pour les vitesses calculées.
- La présence de galets provoque une réduction de la vitesse moyenne des fluides, particulièrement visible lorsque deux pompes fonctionnent. En l'absence de rugosité et d'obstacles, les traces laissées par les galets sur les photos sont du même ordre de grandeur que celles laissées par les traceurs, ce qui suggère que les galets se déplacent à la même vitesse que les fluides. Cependant, le chronométrage de galets dans les mêmes conditions donne des vitesses moyennes de galets 10 à 15 % inférieures aux vitesses moyennes des fluides.

- Lorsque l'on compare les vitesses des traceurs à la vitesse moyenne des fluides déduite des dimensions du vortex, on constate un bon accord pour les expériences à quatre pompes, excepté pour l'expérience à 1300 l/h où les traceurs donnent des vitesses inférieures ; cette sous-estimation serait liée au fait que les traces sont longues et ont donc une grande probabilité d'être incomplètes, comme en témoigne l'incertitude importante sur les valeurs correspondantes. Pour les expériences à deux pompes, on constate des divergences qui pourraient être associées à la dissymétrie du vortex. Il serait nécessaire d'effectuer à nouveau des mesures dans des conditions similaires afin de combler les lacunes existantes et de préciser ces observations.

Ainsi, ces premières observations montrent un écoulement relativement régulier à travers la section du canal et la présence d'une couche limite basale plus turbulente dont l'épaisseur est fonction de la rugosité du fond. Dans cette couche limite, des courants à tendance centripète ramènent les particules vers le bord interne du canal. Sur l'ensemble de la colonne d'eau, un léger gradient de vitesse radial avec des vitesses croissant vers le bord interne du canal semble également exister.

La hauteur d'injection ne semble pas avoir une influence notable sur les écoulements ; on observe cependant une légère décroissance de la vitesse des fluides lorsque cette hauteur diminue. Il est donc plus intéressant de privilégier une géométrie avec une injection haute, celle-ci présentant également l'avantage de limiter les interactions entre les galets et les jets d'eau produits au niveau des injections. Le nombre d'injection semble en revanche jouer un rôle important : les irrégularités du vortex apparaissant lors des expériences à deux pompes sont gommées lorsque deux pompes supplémentaires sont mises en route. Cette dernière configuration est donc plus favorable à l'établissement de conditions hydrodynamiques constantes à l'échelle du canal.

L'ajout de galets aura tendance à augmenter la résistance à l'écoulement, ce qui provoquera une réduction de la vitesse des fluides et une augmentation de l'épaisseur de la couche limite. Pour préciser les modalités de ces interactions fluides - particules, une deuxième série d'expériences avec des galets a été réalisée.

#### 2.2.4.2. Comportement des galets dans le canal.

Plusieurs séries d'expériences ont été réalisées :

- à des débits de 600, 850, 1550 et 1650 l/h par pompe, ce qui correspond à des vitesses d'injection respectives de 0,9 / 1,2 / 2,2 / 2,3 m/s,
- avec quatre pompes,
- en configuration « normale » et en configuration « surélevée »,
- avec des galets appartenant aux fractions 0,5-1cm / 1-1,5cm / 1,5-2cm / 2-3cm,
- avec des quantités de galets différentes : 1, 10, 20 ou 50 galets.

Sur le fond lisse du canal, les galets ont tendance à se déplacer en glissant sur le fond. Pour empêcher ce mode de déplacement peu représentatif, une rugosité artificielle a été constituée. Elle a été réalisée en collant à la colle néoprène des fragments rocheux de 1 à 2,5 mm sur un disque en PVC que l'on place au fond du canal.

Pour la mesure des vitesses des galets, un galet peint en rouge a été mêlé aux sédiments. Le temps nécessaire pour qu'il parcoure dix tours a permis de déterminer sa vitesse moyenne pendant l'expérience. La vitesse moyenne des fluides a également été estimée pour chacune des expériences à partir des dimensions du vortex.

Les observations d'ordre qualitatif sont les suivantes :

- avant la mise en mouvement d'un galet, on note que celui-ci vibre dans le courant.
- lorsque les galets se déplacent, ils roulent sur le fond et sautent lorsque les vitesses sont suffisantes. Le déplacement par translation, dominant lorsque le fond du canal est lisse, n'est plus effectif lorsque le fond est rugueux.
- les galets ont tendance à occuper toute la largeur du canal. Le rayon de courbure de leur trajectoire résulte de la compétition entre la force centrifuge, les courants secondaires à composante centripète et les interactions répulsives avec les parois. A forte vitesse, les galets ont néanmoins tendance à emprunter des trajectoires externes tandis qu'ils sont plutôt rabattus vers le bord interne à faible vitesse ; dans ce dernier cas, les galets peuvent se bloquer contre le bord interne du canal, malgré le fait que les vitesses des fluides y sont apparemment les plus fortes (ce phénomène a été mis en évidence par l'étude des écoulements fluides au paragraphe précédent). Ceci peut s'expliquer par une augmentation des frottements statiques au contact de la paroi contre lesquels les forces d'entraînement doivent « lutter » pour permettre aux galets de se mouvoir. La taille des galets a également

son importance en terme de trajectoire puisque pour une même vitesse, le rayon de courbure augmente avec la taille des galets.

- lorsque la quantité de sédiment est importante, les galets se gênent mutuellement, se déplacent par paquets et peuvent se bloquer temporairement.
- lorsque les galets sont anguleux, ils ont tendance à se bloquer plus facilement.
- le décapage progressif mais rapide des galets « test » intégralement peints en rouge au début des expériences laisse suggérer que l'abrasion est effective.
- les galets ne sortent pas du canal, ce qui est plutôt une bonne nouvelle.
- une géométrie avec injection des fluides au fond du canal est inexploitable car les interactions entre les galets et les jets d'eau sont trop importantes : les galets sont brutalement accélérés et rabattus vers le bord interne au passage des injections et ils descendent dans ces dernières lorsque l'on arrête le dispositif.

L'analyse quantitative des résultats (fig. 18) amène les constatations suivantes :

- pour une hauteur d'injection donnée, la vitesse moyenne des fluides  $U_f$  et la vitesse des galets  $U_g$  augmentent lorsque l'on augmente le débit.
- pour un débit et une hauteur d'injection donnés,  $U_f$  et  $U_g$  diminuent lorsque la quantité et/ou la taille des galets augmente. Ce phénomène traduit une augmentation de la rugosité et donc des pertes de charges dans le canal. La tendance observée est donc tout à fait logique.

- pour un débit donné, on observe lorsque l'on abaisse les injection :

→ une diminution de  $U_f$ ,

→ une réduction du différentiel de vitesse  $U_f - U_g$ ,

→ une évolution irrégulière de la vitesse  $U_g$ , on constate globalement que

$U_g (h_{inj} = 11,2 \text{ cm}) > U_g (h_{inj} = 4,6 \text{ cm}) \geq U_g (h_{inj} = 7,6 \text{ cm})$  à faible débit et plutôt

$U_g (h_{inj} = 4,6 \text{ cm}) > U_g (h_{inj} = 7,6 \text{ cm}) \geq U_g (h_{inj} = 11,2 \text{ cm})$  à fort débit

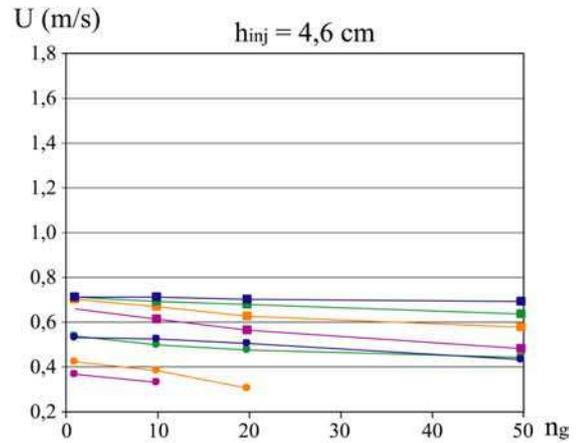
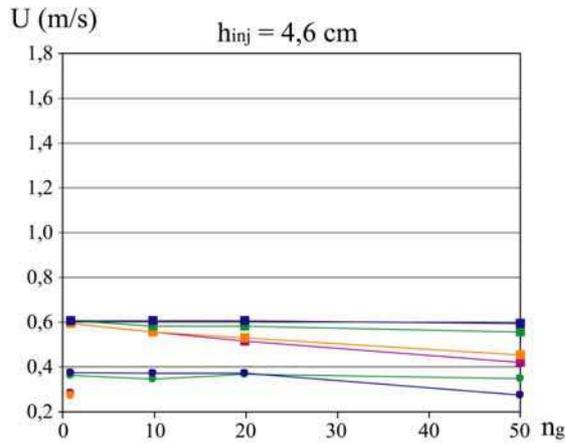
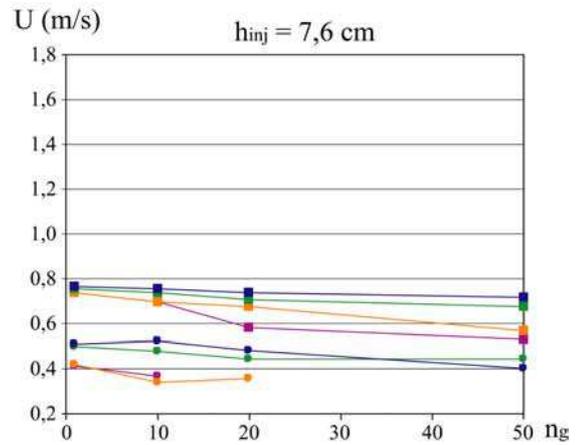
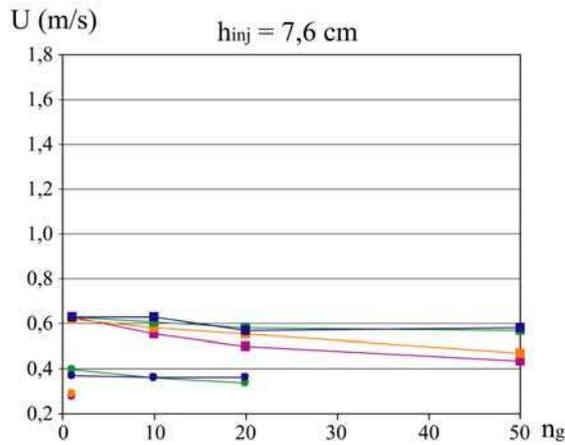
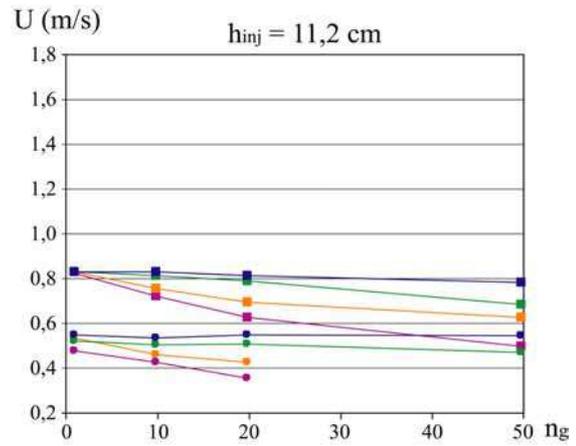
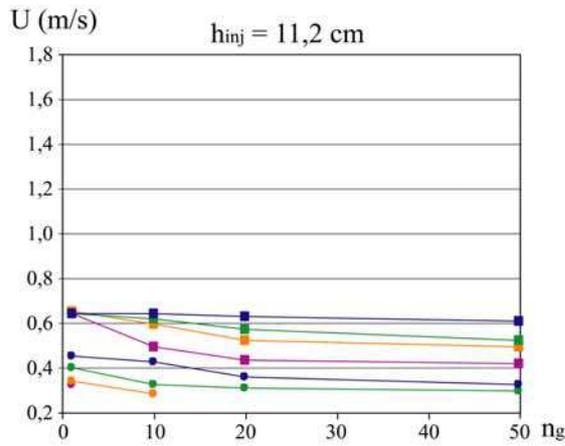
avec  $h_{inj}$  = hauteur d'injection par rapport au fond du canal.

Ces variations sont probablement liée à des changements de la structure de l'écoulement d'une position d'injection à l'autre, les interactions entre les injections, les galets et le fond du canal étant affectées par la modification de la géométrie.

- pour une hauteur d'injection de 11,2 cm, la représentation des vitesses des galets  $U_g$  en fonction des vitesses des fluides  $U_f$  montre une relation affine entre les deux vitesses, indépendante de la taille des galets et de leur quantité (fig. 19). L'équation est de la forme  $U_g = 0,73 U_f - 0,08$ .

Pompes à 600 l/h, vitesse d'injection 0,9 m/s

Pompes à 850 l/h, vitesse d'injection 1,2 m/s



En abscisse :  $n_g$  = nombre de galets introduits dans le canal.

En ordonnée : ■ vitesse moyenne des fluides déduite des dimensions du vortex,

● vitesse des galets obtenue en chronométrant un galet témoin sur 10 tours.

Code de couleurs : ■ galets de la fraction 0,5-1 cm

■ galets de la fraction 1-1,5 cm

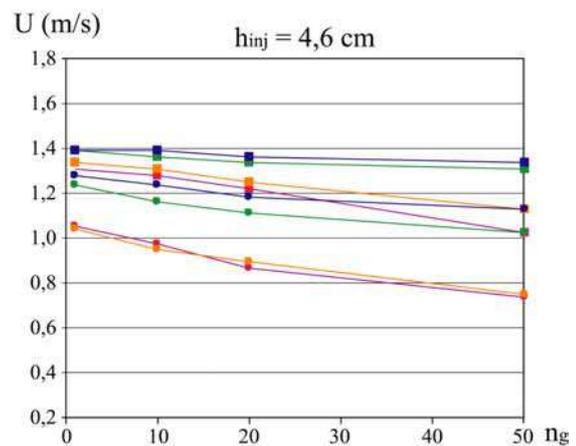
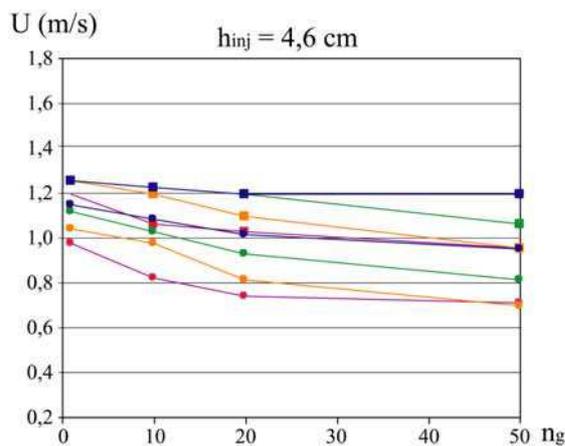
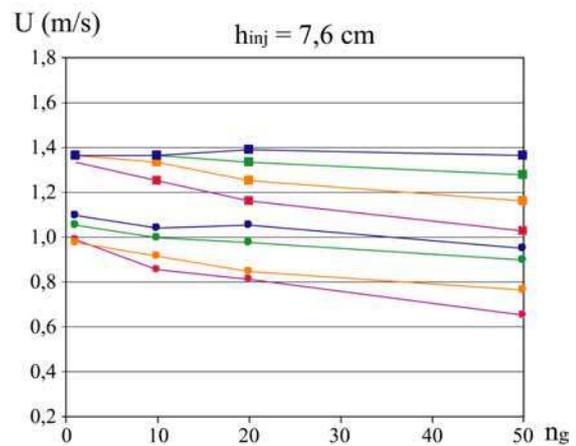
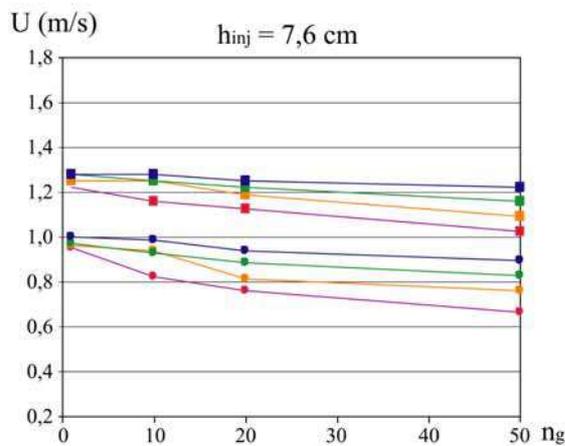
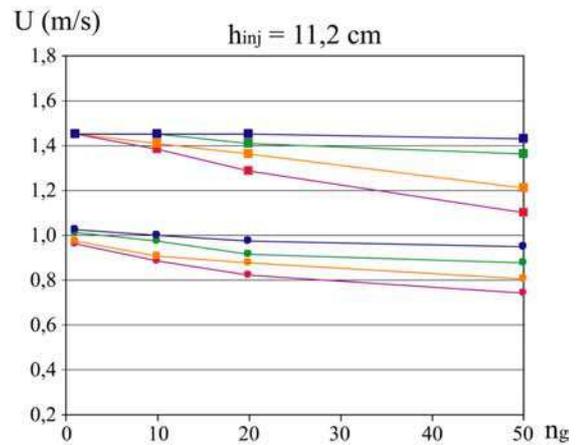
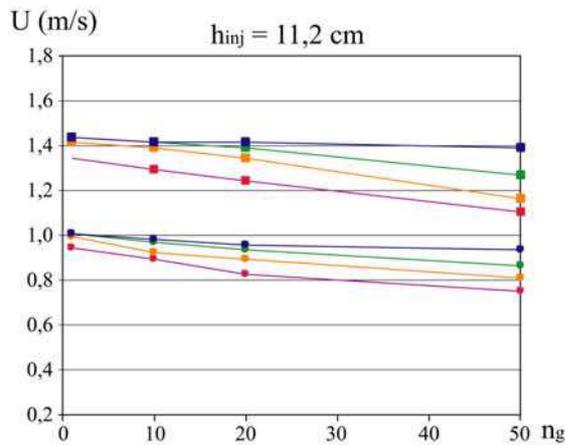
■ galets de la fraction 1,5-2 cm

■ galets de la fraction 2-3 cm

Figure 18 (partie 1) : résultats expérimentaux avec introduction de galets dans le canal.

Pompes à 1550 l/h, vitesse d'injection 2,2 m/s

Pompes à 1650 l/h, vitesse d'injection 2,3 m/s



En abscisse :  $ng$  = nombre de galets introduits dans le canal.

En ordonnée : ■ vitesse moyenne des fluides déduite des dimensions du vortex,

● vitesse des galets obtenue en chronométrant un galet témoin sur 10 tours.

Code de couleurs : ■ galets de la fraction 0,5-1 cm

■ galets de la fraction 1-1,5 cm

■ galets de la fraction 1,5-2 cm

■ galets de la fraction 2-3 cm

Figure 18 (partie 2) : résultats expérimentaux avec introduction de galets dans le canal.

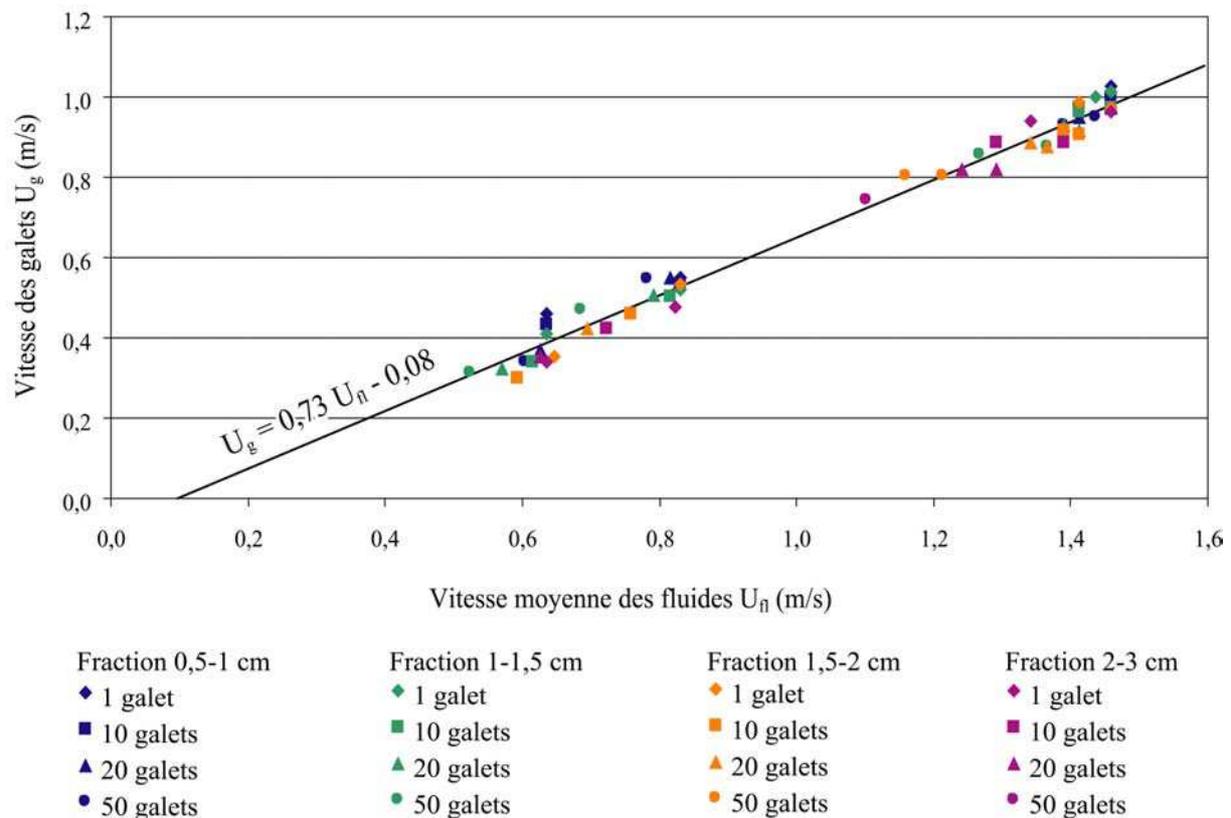


Figure 19 : vitesse des galets en fonction de la vitesse moyenne des fluides pour une hauteur d'injection de 11,2 cm.

Notons que le périmètre utilisé pour déterminer les vitesses des galets est le périmètre médian (0,78 m). Cette approximation est susceptible d'entraîner une surestimation des vitesses à faible vitesse et/ou avec de petits galets (trajectoires plutôt internes) et une sous-estimation à forte vitesse et/ou avec de gros galets (trajectoires plutôt externes). Ces erreurs peuvent atteindre 23% si l'on considère des trajectoires totalement externes ou totalement internes. Néanmoins, pendant les expériences réalisées, les galets avaient généralement tendance à occuper le canal sur une bonne partie de sa largeur, la trajectoire médiane étant constamment empruntée. De plus, les trajectoires gardaient rarement le même rayon de courbure pour un galet donné : sur la largeur du canal utilisée, un même galet passait tantôt à l'extérieur, tantôt au milieu, tantôt à l'intérieur. On peut donc considérer en première approximation que cette simplification est satisfaisante.

### **2.2.5. Bilan : choix de la géométrie définitive du dispositif expérimental.**

Les résultats obtenus au cours des deux séries d'expériences nous ont ainsi permis de valider la géométrie du dispositif à travers une série de choix.

Tout d'abord, l'utilisation de quatre injections permet d'obtenir un dispositif relativement symétrique : le champ de vitesse des fluides peut être considéré comme homogène sur l'ensemble du canal.

L'injection des fluides au sommet du canal semble être la plus appropriée. En effet, la vitesse des galets  $U_g$  est a priori sensible à la vitesse des fluides sur le fond  $U_{fl (fond)}$ .  $U_{fl}/U_g$  est donc représentatif de  $(U_{fl})^2/U_{fl (fond)}$ . Or, le profil vertical de vitesse se développant en rivière naturelle est de type logarithmique et non uniforme. Une manière de tendre vers ce type de profil est de privilégier la configuration pour laquelle le rapport  $(U_{fl})^2/U_{fl (fond)}$  est le plus grand. Le rapport  $U_{fl}/U_g$  croissant lorsque la hauteur d'injection augmente, le choix de la hauteur d'injection maximale semble donc être le plus adéquat. De plus, c'est dans cette configuration que les interactions entre les galets et les jets d'eau au niveau des injections sont les plus limitées.

Le profil vertical de vitesse dans le canal peut être décrit de la manière suivante : la vitesse décroît très faiblement lorsque l'on se déplace vers la base de la colonne d'eau excepté à sa base, au niveau de la couche limite. Dans cette couche dont l'épaisseur est fonction de la rugosité du fond et donc de la taille des particules, la vitesse diminue brutalement jusqu'à atteindre zéro au niveau du fond. On peut donc considérer que le canal reproduit globalement ce que l'on observe en rivière naturelle, si l'on excepte le fait que le profil de vitesse de type logarithmique y est moins bien développé.

Dans la couche limite, on note la présence de courants secondaires à tendance centripète liés au gradient de pression associé au vortex. Les courants secondaires en question empêchent les galets de se rassembler contre le bord externe du canal. Ainsi les sédiments ont globalement tendance à se déplacer sur toute la largeur du canal. Cependant, la manière dont les galets sont rabattus vers le bord interne du canal est fonction de la taille des galets et de leur vitesse. Ainsi, les galets se déplacent plutôt avec des trajectoires internes lorsqu'ils sont petits et/ou à faible vitesse et avec des trajectoires externes lorsqu'ils sont gros et/ou à forte vitesse. Un moyen de lutter contre ce phénomène serait d'incliner le fond du canal d'un angle qui est fonction de la taille des galets et de leur vitesse pendant une expérience donnée. Il

faudrait donc pouvoir mettre en place un dispositif qui permettrait de changer cette inclinaison d'une expérience à l'autre. Un tel dispositif est techniquement difficile à réaliser, c'est pourquoi nous avons décidé de garder une géométrie à fond plat satisfaisante au premier ordre.

Le comportement des particules est au premier abord représentatif des processus naturels et ce sur toute la gamme de vitesses testée.

La géométrie définie, les dimensions définitives du dispositif ont pu être estimées. Un canal de largeur 30 cm et de hauteur 60 cm avec des injections de 80 mm de diamètre semble être approprié. Pour les vitesses moyennes de fluides que nous souhaitons atteindre, une virole externe d'une hauteur  $30/12 = 2,5$  fois supérieure à celle de la virole interne est adaptée. Pour un canal de 60 cm de haut, cela correspond à une hauteur de 150 cm.

Enfin, on note dans les expériences réalisées que pour une vitesse d'injection donnée la vitesse moyenne des fluides est fonction de la taille et de la quantité de sédiments présents dans le canal : une augmentation de la quantité et/ou de la taille des galets entraîne une augmentation de la rugosité, ce qui provoque une diminution de la vitesse des fluides. A quantité de galets maximum, la vitesse des fluides représente environ 45 % de la vitesse d'injection. Pour une quantité correspondant à des conditions équivalentes dans le canal il faudrait ainsi injecter l'eau à environ 9 m/s pour atteindre une vitesse moyenne de 4 m/s. Cependant, au moment de la quantification de ce paramètre, nous avons négligé la hauteur de la lame d'eau débordant du canal, ce qui avait engendré une surestimation des vitesses moyennes des fluides. Celle-ci avait été estimée pour les mêmes conditions à 60 % de la vitesse d'injection, ce qui nous avait poussé à considérer une vitesse d'injection de 7 m/s dans le dispositif final. En terme de débit, cela représente 35 l/s par injection, soit 140 l/s ou encore 500 m<sup>3</sup>/h au total. Ce sont ces valeurs qui ont servi de base au dimensionnement et à la réalisation du canal expérimental qui sont présentés au sous-chapitre suivant.

### **3. Réalisation du dispositif expérimental.**

L'ensemble du dispositif expérimental est présenté en figure 20 (parties 1 et 2). Il s'agit globalement d'une réplique de la maquette grossie cinq fois, avec des éléments constitutifs très comparables et un principe de fonctionnement similaire. Néanmoins quelques modifications ont été apportées.

A la base du canal, on retrouve une cuve chargée de récupérer les fluides qui tomberont au centre du canal. D'un volume de  $5 \text{ m}^3$ , elle constitue également un volume tampon nécessaire au bon fonctionnement de la pompe. La principale différence entre la maquette et le dispositif réside dans le nombre de pompes qui passe de quatre à un. La pompe est connectée à la cuve via un manchon compensateur chargé d'absorber les vibrations et les éventuels mouvements différentiels pouvant se produire entre les deux éléments. En sortie de pompe, un assemblage de tuyauterie rigide suspendu à 1,35 m du sol achemine le flux vers un bocal-relais dont le rôle est de faire diverger le flux principal produit par la pompe en quatre flux aux caractéristiques équivalentes. Les quatre piquages émergeant du bocal-relais sont connectés aux quatre piquages tangentiels du canal circulaire par du tuyau souple de diamètre interne 80 mm ; les quatre tuyaux sont de même longueur afin de présenter des pertes de charge comparables et ainsi de permettre d'injecter l'eau à des débits similaires au niveau des quatre piquages du canal. Le débit principal est mesuré par un débitmètre situé sur la tuyauterie entre la pompe et le bocal-relais ; cette mesure permettra de déduire la vitesse d'injection des fluides dans le canal. Le canal, fabriqué en inox, est fixé sur une charpente métallique qui le maintient au dessus de la cuve. Des hublots latéraux et basaux y sont aménagés pour permettre la visualisation du mouvement des particules. Au cours du fonctionnement, l'eau sera évacuée par débordement au centre du canal. Entre le canal et la cuve, un tamis de maille carrée 0,5 mm sera disposé dans le but d'empêcher les particules issues de l'érosion de circuler dans le circuit. Le tamis permettra de récupérer les particules afin de les analyser ainsi que de protéger la pompe de l'usure prématurée qu'engendrerait la circulation de fragment rocheux.

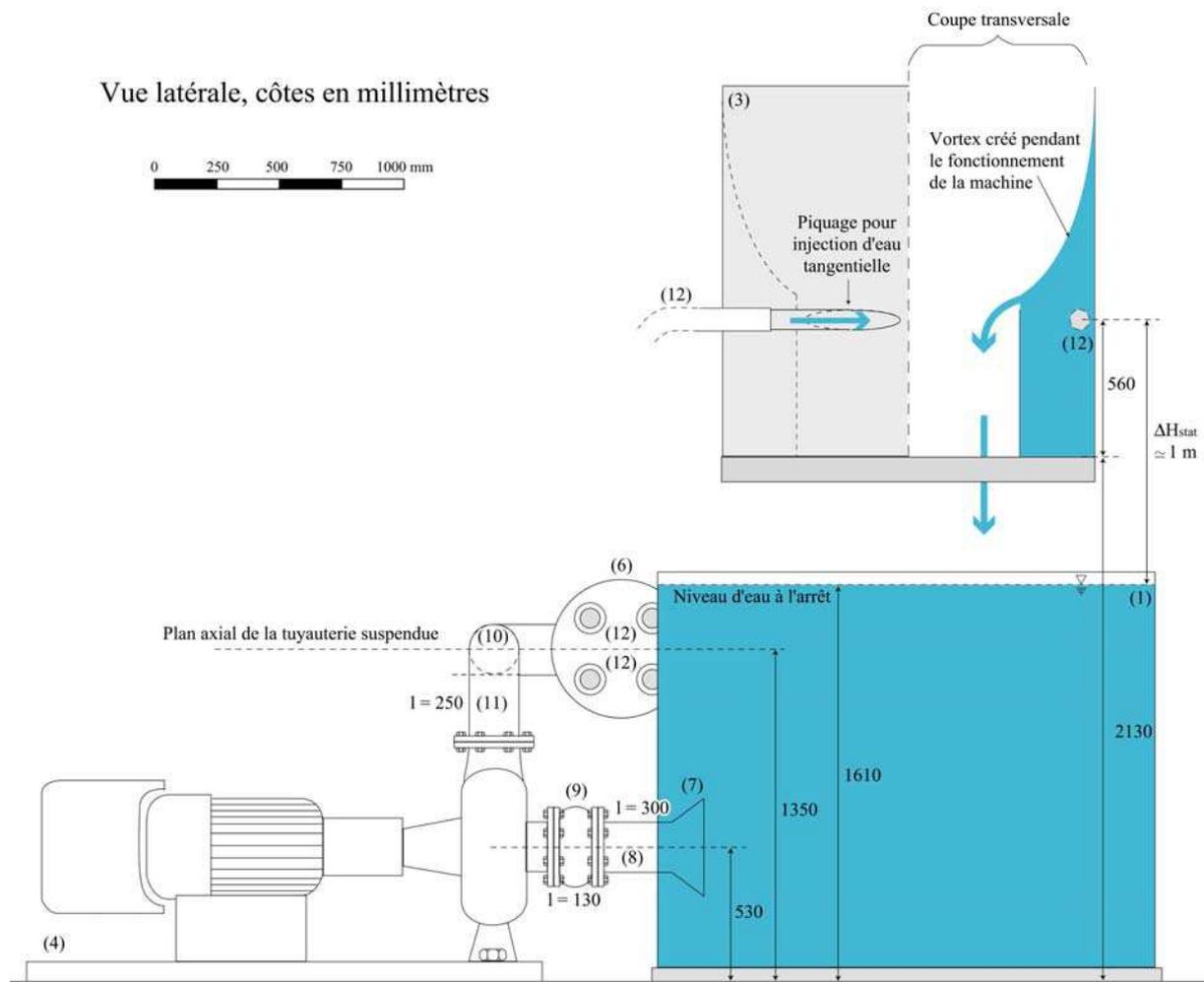
Par rapport à la maquette, la conception des éléments a été beaucoup plus réfléchie et soignée. La jonction entre les différents éléments a été travaillée d'un point de vue hydrodynamique afin de limiter au maximum les pertes de charges dans le circuit (ajout de

divergents et de convergents notamment); elle l'a également été d'un point de vue mécanique, les efforts s'exerçant sur les éléments étant bien plus importants que dans la maquette. Pour limiter au maximum les sollicitations des matériaux, des éléments chargés de l'accommodation des efforts ont été disposés en de nombreux endroits stratégiques : manchon compensateur, joints, semelles anti-vibratiles, silentblocs,...

Les caractéristiques des différents éléments du dispositif, leur rôle et leur dimensionnement sont présentés plus en détails dans les paragraphes suivants. Avant de continuer, il est utile de préciser la signification des quelques termes techniques qui sont employés :

- DN : Diamètre Nominal. Valeur du diamètre utilisée pour caractériser un élément de tuyauterie.
- ép. : épaisseur.
- IPE : poutrelle en acier, forme en I avec ailes à épaisseur constante.
- Mx : boulons et écrous avec tige filetée de diamètre x.
- PC : PolyCarbonate.
- PEHD : PolyEthylène Haute Densité.
- PNx : référence utilisée pour caractériser les brides de jonction entre deux éléments de tuyauterie. Dans notre cas, nous avons utilisé pour tout le dispositif du PN10 : diamètre nominal 200 mm, 8 trous de 22 mm, diamètre de perçage 295 mm.
- UAP : poutrelle en acier, forme en U avec ailes à épaisseur constante.

Par convention, lorsque les unités des côtes ne sont pas indiquées, il s'agit de côtes en millimètres.



#### Éléments constitutifs du dispositif expérimental

##### Principaux organes :

- (1) Cuve PEHD, diamètre 2000 mm, hauteur 1600 mm (capacité approximative 5000 litres)
- (2) Charpente métallique, support du canal circulaire
- (3) Canal circulaire, diamètre externe 1500 mm, largeur 300 mm
- (4) Ensemble pompe - moteur - variateur
- (5) Débitmètre électromagnétique
- (6) Bocal - relais

##### Tuyauterie DN 200 mm :

- (7) Convergent conique, angle au sommet =  $60^\circ$
- (8) Piquage PEHD
- (9) Manchon compensateur
- (10) Coude PVC pression,  $r/d = 0,5$
- (11) Tube PVC pression

##### Tuyauterie DN 80 mm

- (12) A la sortie du bocal - relais, 4 tuyaux souples de 5 mètres de long (PVC armé en PVC) sont connectés aux piquages tangentiels du canal circulaire.

Figure 20 (partie 1) : plan de l'ensemble du dispositif expérimental. Pour plus de clarté, les supports de la tuyauterie rigide, les pieds de la charpente et les tuyaux souples ne sont pas représentés.

Vue supérieure, côtes en millimètres



(Vue latérale, partie 1)

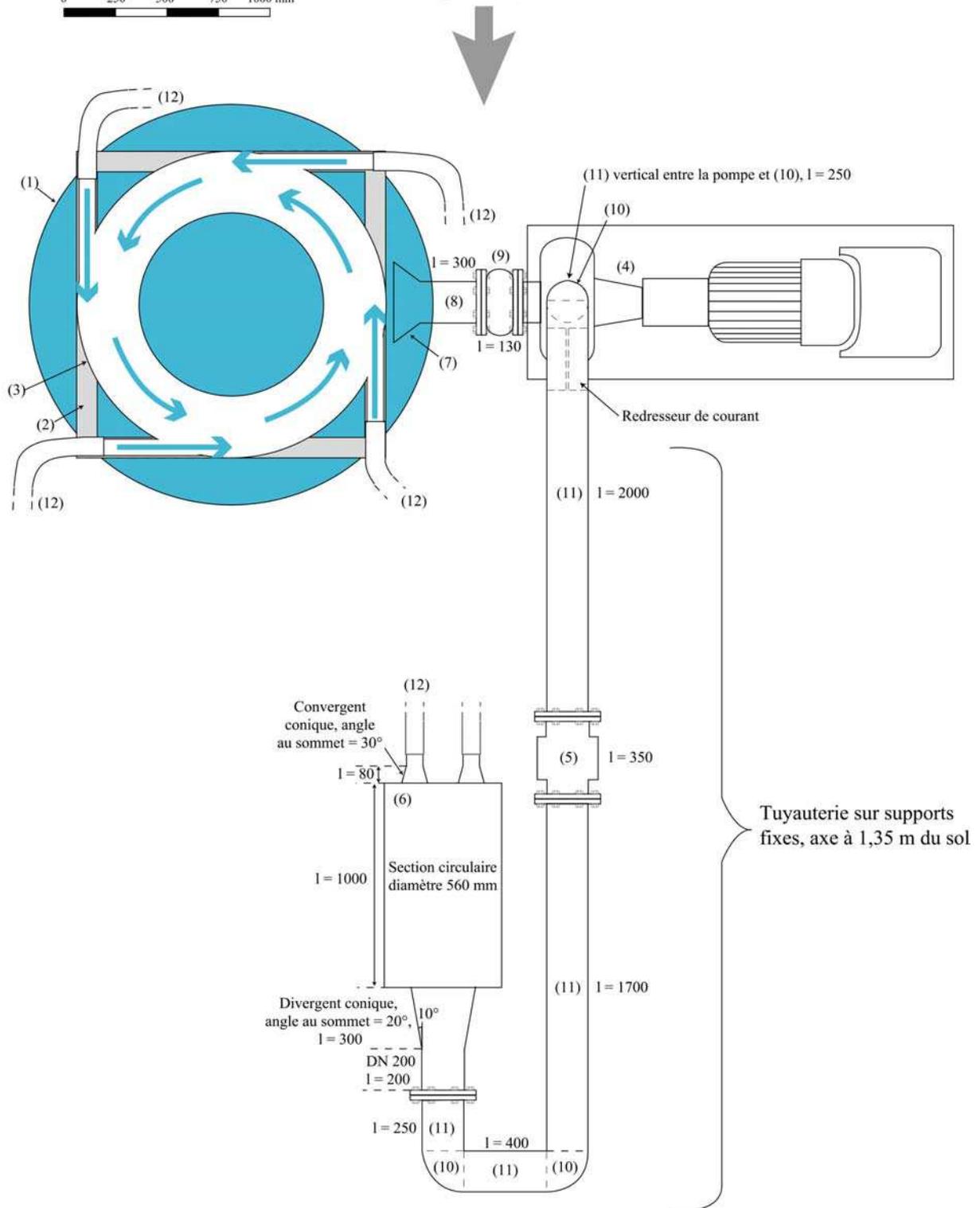


Figure 20 (partie 2) : plan de l'ensemble du dispositif expérimental. Pour plus de clarté, les supports de la tuyauterie rigide, les pieds de la charpente et les tuyaux souples ne sont pas représentés.

### **3.1. Les principaux organes du dispositif.**

#### **3.1.1. Le canal circulaire et sa charpente**

Le canal constitue le cœur du dispositif. Les plans du canal sur sa charpente sont présentés en figure 21 (partie 1, 2 et 3), le principe de fonctionnement en figure 10 (§ 2.1). Le canal de diamètre 1500 et de largeur 300 est constitué de plaques inox de 5 mm d'épaisseur mises en forme et soudées entre elles : une virole extérieure de hauteur 1500 et de diamètre 1500, une virole intérieure de hauteur 600 et de diamètre 900 et un fond de diamètre extérieur 1700 et diamètre intérieur 900. Des raidisseurs sont disposés sur les parties hautes des 2 viroles. Quatre piquages tangentiels DN 80 avec réduction pour connexion avec le tube souple DN 80 (inox ép. 2 mm) sont soudés sur la virole extérieure à 560 mm de la base du canal afin que leur sommet soit à la même hauteur que le sommet de la virole intérieure. Pour les hublots, des ouvertures ont été réalisées et renforcées, 4 sur la virole extérieure, 2 sur le fond. L'ensemble pèse environ 500 kg.

La charpente en acier de hauteur totale 2300 est constituée de 4 poteaux IPE avec platine pour fixation au sol et d'un platelage en UAP qui sert de base au canal. Des contreventements sont soudés au niveau des jonctions poteaux – platine pour stabiliser l'ensemble. Ce dernier pèse environ 300 kg et est prévu pour résister à une charge de 2,5 tonnes.

**MAZZILLI S.A.**

Chaudronnerie-Mécano-Soudure

Rue des Bourelles

Z.I. du Domeynon - 38420 DOMENE

Tél. 76 77 31 34 - Fax 76 77 31 45

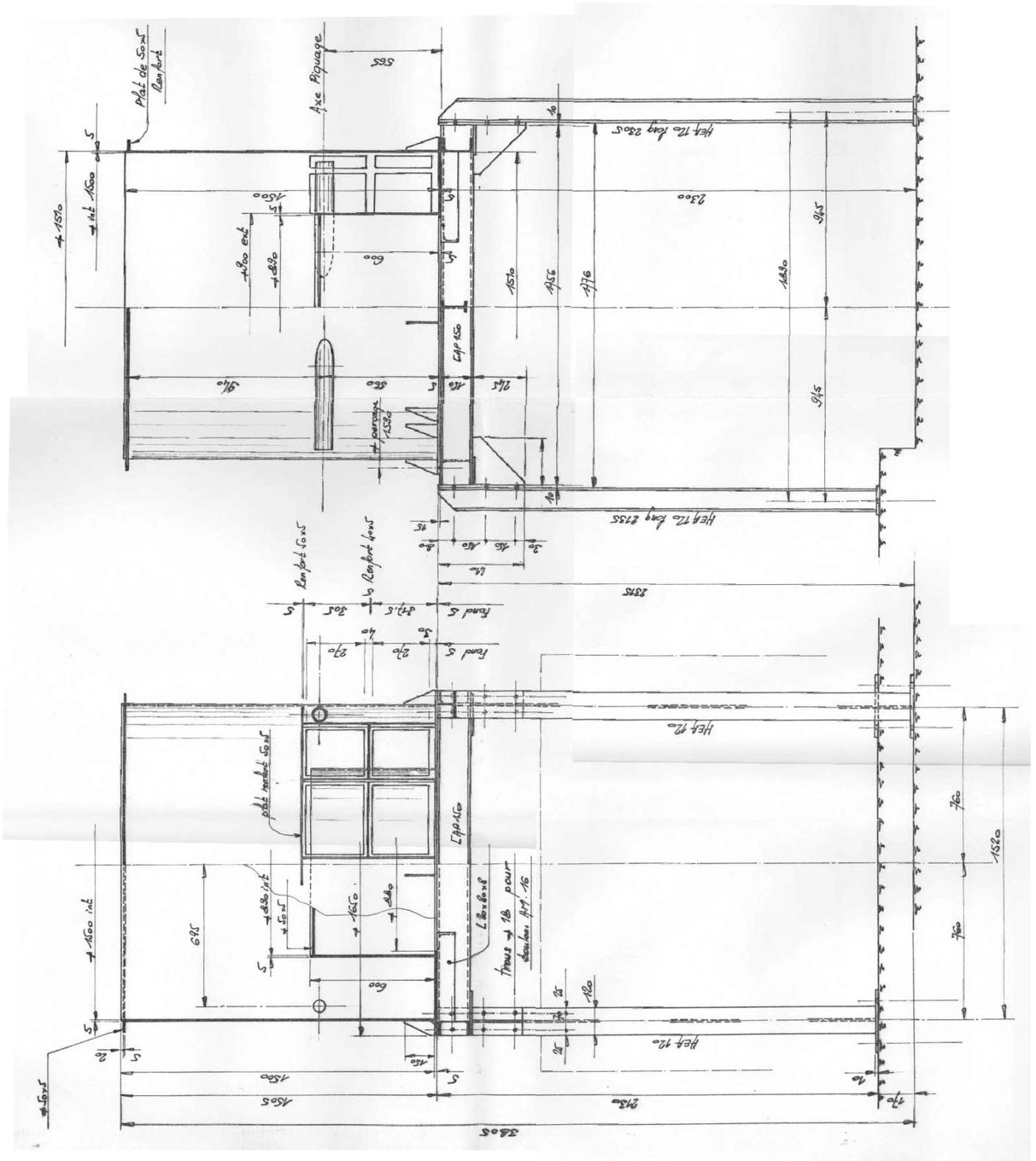


Figure 21 (partie 1) : plan du canal sur sa charpente (côtes en millimètres).



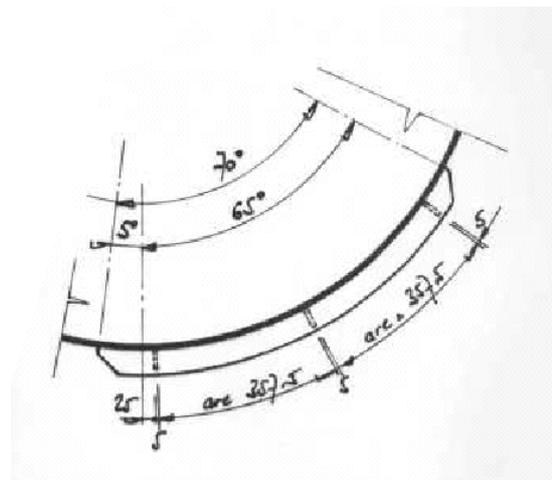
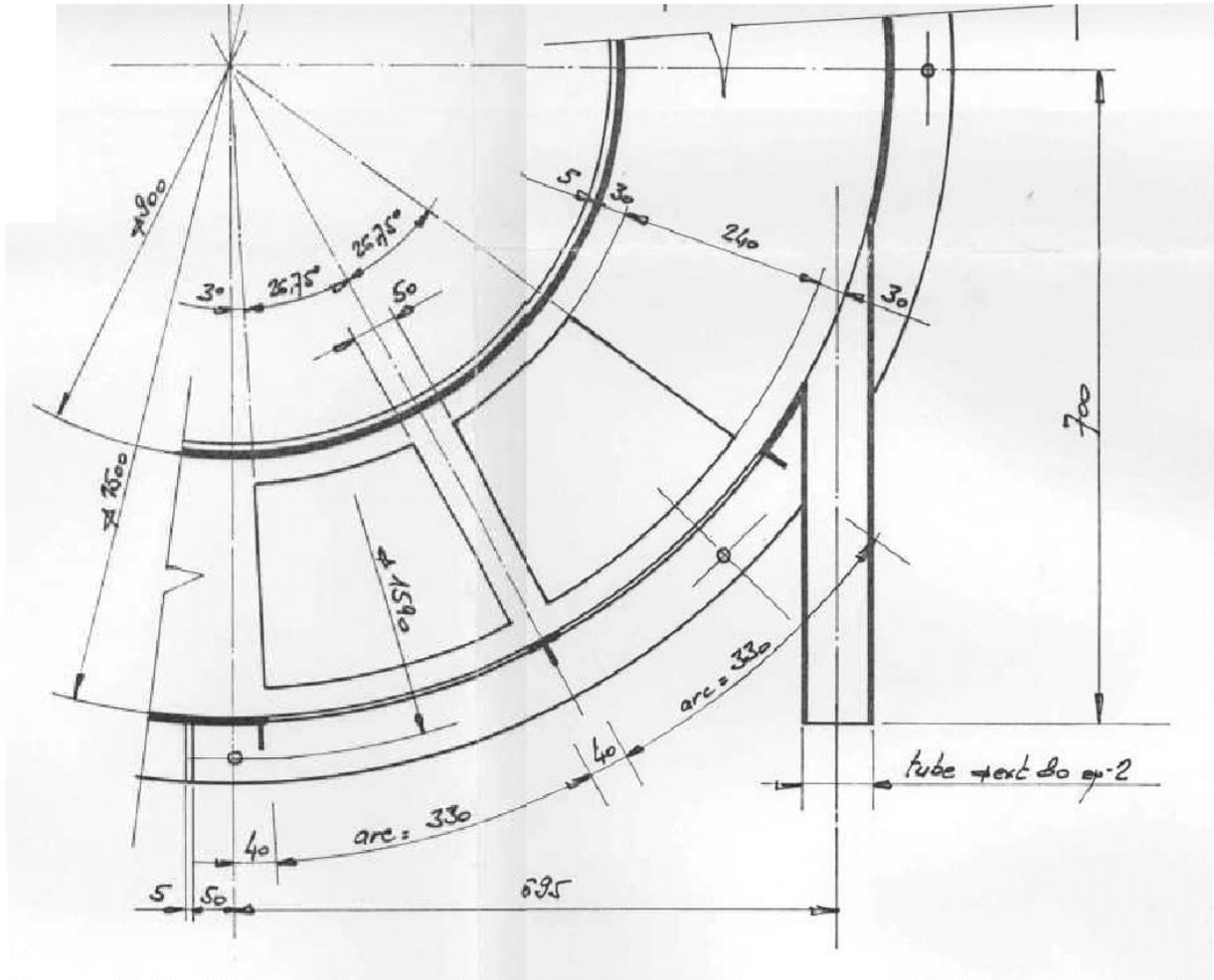


Figure 21 (partie 3) : détail de la découpe des emplacements pour les hublots (côtes en millimètres).

### 3.1.2. Les hublots.

Six hublots permettent de visualiser le comportement des galets pendant les expériences. Ils ont été réalisés en polycarbonate (PC) et ont une épaisseur de 10 mm. Deux sont positionnés sur le fond du canal, les quatre autres sont des hublots latéraux qui ont été mis en forme (rayon de courbure 1500 mm).

Les hublots ont fait l'objet d'un dimensionnement car la pression de l'eau s'exerçant sur eux peut entraîner leur déformation. Nous nous plaçons en première approximation dans le cas d'une plaque appuyée sur ses 4 côtés avec une pression uniforme (les hublots seront collés à l'intérieur du canal). Deux paramètres sont à considérer :

la fatigue de flexion maximum  $\sigma = \alpha \frac{pa^2}{e^2}$  et la flèche  $f = \beta \frac{pa^4}{Ee^3}$ .

$\alpha$  et  $\beta$  sont des coefficients fonction du rapport longueur sur largeur  $b/a$  de la plaque et sont donnés par un abaque (fig. 22).

$p$  est la pression en Pascal.

$a$  est la largeur du hublot en mètre,  $b$  sa longueur.

$e$  est l'épaisseur du hublot en mètre.

$E$  est le module d'élasticité du matériau utilisé, en Newton/m<sup>2</sup>

$E = 216.10^7$  N/m<sup>2</sup> pour le polycarbonate.

La pression s'exerçant sur les hublot est liée à la hauteur d'eau dans le canal. D'une valeur de 0,6 m à l'arrêt ( $h$  = hauteur de la virole interne du canal), elle augmente pendant le fonctionnement du dispositif, un vortex se formant sous l'effet de la force centrifuge. La hauteur maximum est conditionnée par les dimensions du dispositif ; elle est de 1,5 m, ce qui équivaut à une pression de  $1,5.10^4$  Pa.

#### **- pour les hublots basaux :**

Pour chaque hublot,  $a = b = 0,3$  m environ  $\rightarrow b/a = 1 \rightarrow \alpha = 0,3$  et  $\beta = 0,045$ .

$e = 0,01$  m  $\rightarrow \sigma = 4.10^6$  Pa = 40 bars et  $f = 2,5$  mm.

#### **- pour les hublots latéraux :**

Pour chaque hublot,  $a = 0,3$  m et  $b = 0,4$  m  $\rightarrow b/a = 1,3 \rightarrow \alpha = 0,45$  et  $\beta = 0,08$ .

$e = 0,01$ m  $\rightarrow \sigma = 6,1.10^6$  Pa = 61 bars et  $f = 4,5$  mm.

La résistance à la traction du PC est de 650 bars, les valeurs obtenues pour les hublots basaux et latéraux sont donc largement acceptables.

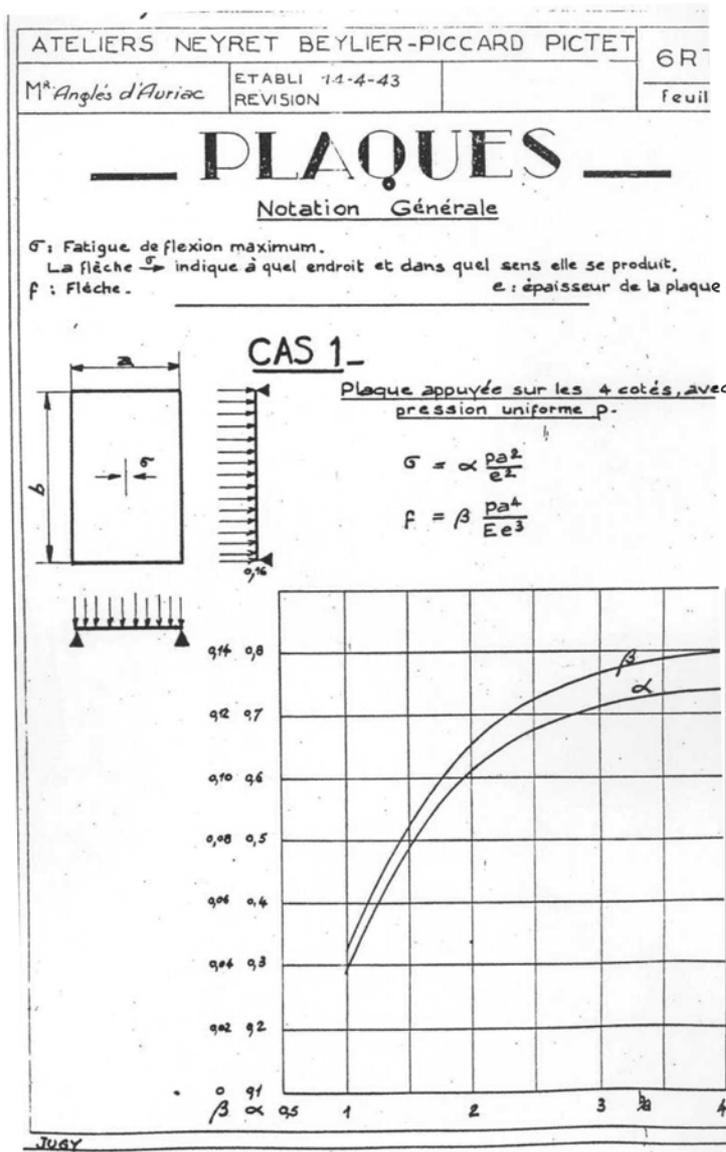


Figure 22 : abaque utilisé pour calculer la déformation d'une plaque soumise à des forces réparties. Document tiré des normes établies par les ateliers NEYRPIC, Grenoble (groupe ALSTOM).

Une dernière contrainte à prendre en compte concerne la dilatation du matériau en fonction de la température. La valeur  $\Delta l/l$  est de  $0,65 \cdot 10^{-4}$  mètre.degré<sup>-1</sup>.mètre<sup>-1</sup> pour le PC : pour une longueur de 1m, le matériau se dilate de 0,65 mm pour une élévation de température de 10°. Ceci est à considérer lors du choix du système de fixation et de l'ajustement des hublots (voir § 3.2.4.).

Note : il avait été décidé au départ de mettre un hublot latéral et un hublot basal pour la même surface ouverte. Les calculs ont montré que la déformation aurait été trop importante (flèche de 4 cm pour le hublot latéral !) et nous avons alors décidé de diviser chaque hublot respectivement en quatre et en deux.

### **3.1.3. Le bocal-relais**

L'un des problèmes consistait à distribuer de manière homogène le débit fourni par une pompe au niveau de quatre injections. Dans cette optique un bocal-relais a été conçu (fig. 23). Il s'agit d'un cylindre qui sera connecté à la tuyauterie DN200 dans sa partie amont. Il est équipé dans sa partie aval de quatre piquages avec réduction pour connexion avec les tuyaux souples de DN80. Pour être efficace, le bocal-relais doit être conçu de sorte que la vitesse des fluides y soit quasiment nulle par rapport à la vitesse des fluides dans l'ensemble de la tuyauterie et que le flux soit stabilisé au moment où il va être redistribué sur les quatre piquages. Nous avons choisi une section circulaire de  $0,25 \text{ m}^2$  qui est 8 fois plus importante que celle des conduites DN200. La vitesse maximum atteinte dans le bocal-relais correspond à un débit de 140 l/s et est de 0,6 m/s.

Une perturbation quelconque dans une installation a une influence sur l'écoulement du fluide vers l'aval sur une longueur caractéristique égale à  $5D$ ,  $D$  étant le diamètre de la conduite. Lorsque l'eau débouche dans le bocal-relais, elle subit des perturbations liées à l'élargissement de la conduite DN200 sur une longueur de  $5D = 1$  mètre vers l'aval. C'est pourquoi nous avons choisi de réaliser un bocal d'une longueur de 1 m : à l'extrémité aval du bocal, on peut alors considérer que le flux est stabilisé.

Les plans du bocal-relais sont présentés en figure 23. Pour limiter les pertes de charges, un divergent conique à l'amont du bocal et quatre convergents coniques dans la partie aval ont été installés aux changements de section. Le bocal est réalisé en inox de 3 mm d'épaisseur.

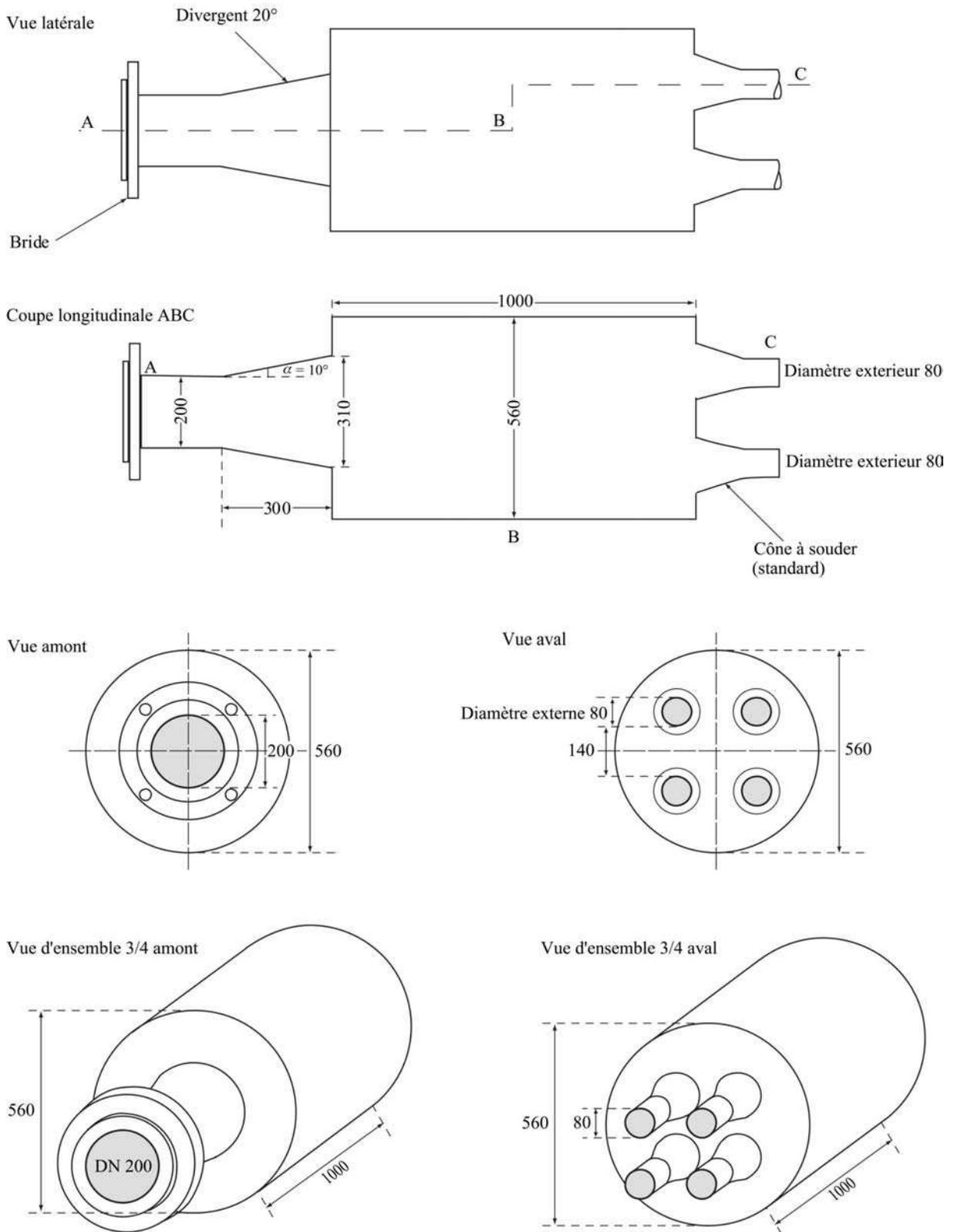


Figure 23 : plans du bocal-relais (cotes en millimètres).

### 3.1.4. La cuve.

Pour un fonctionnement optimal, la pompe nécessite un volume tampon d'environ 5 m<sup>3</sup>. Ce volume est constitué par une cuve en PEHD de 1,6 mètres de haut pour 2 mètres de diamètre (fig. 24). L'épaisseur du PEHD est de 10 mm pour les parois et de 20 mm pour le fond. Des raidisseurs circulaires sont ajoutés autour de la cuve.

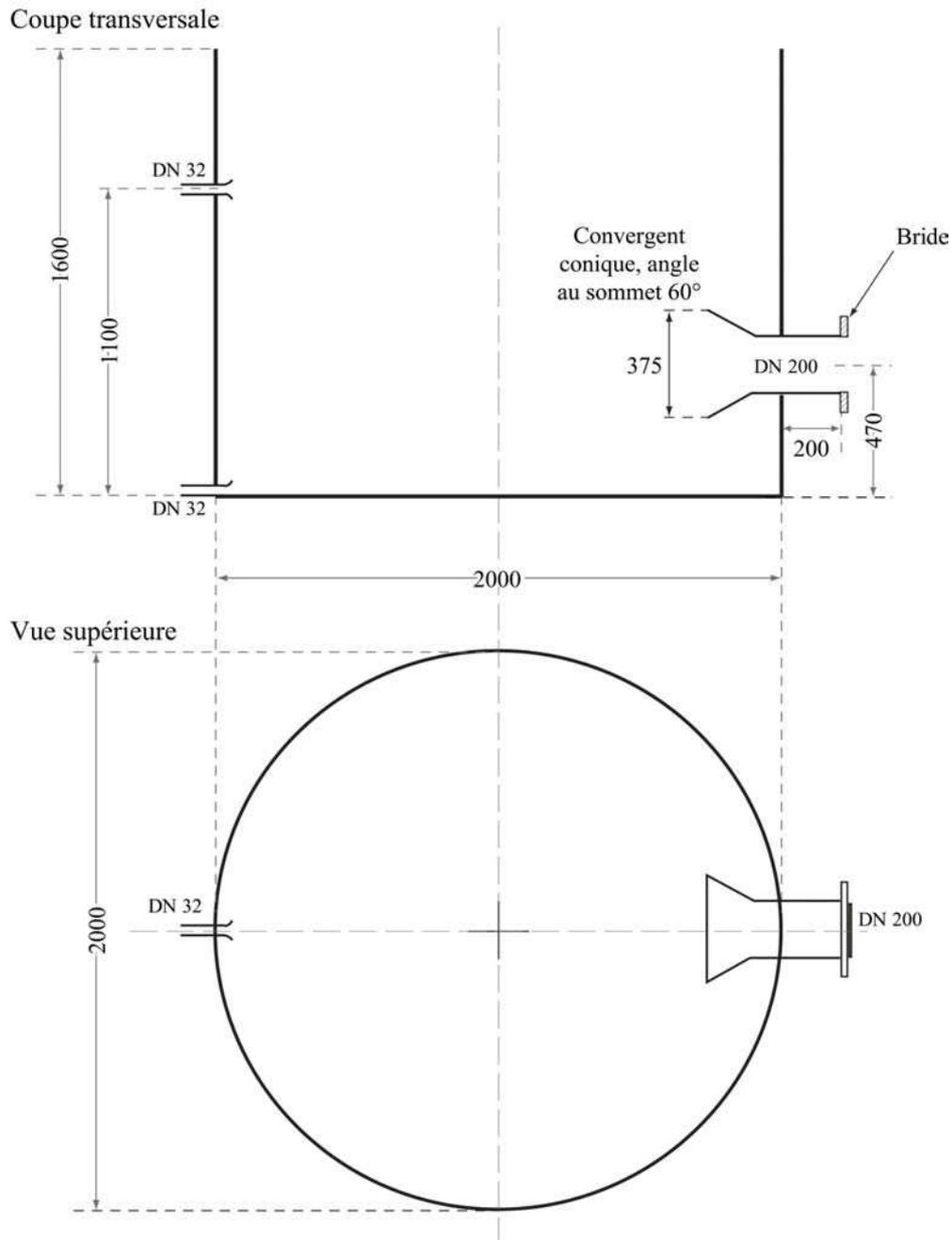


Figure 24 : plans de la cuve en PEHD (cotes en millimètres).

Cette capacité dispose de 3 orifices sur lesquels ont été greffés des piquages cylindriques. Le premier piquage, de diamètre 200 mm, est constitué d'un convergent côté interne et d'une bride PN10 côté externe ; ce piquage permettra la connexion de la cuve à la pompe. Les deux autres piquages sont diamétralement opposés au premier. De diamètre interne 32 mm et externe 40 mm, ils sont destinés à l'évacuation des fluides. L'un d'entre eux est un orifice de vidange placé à la base de la cuve. Le second est disposé à une hauteur de 1100 mm et permettra l'éventuelle évacuation des fluides réchauffés par le fonctionnement du dispositif pendant que de l'eau froide sera fournie à proximité du piquage d'alimentation de la pompe. En effet, la puissance de la pompe nécessaire au bon fonctionnement du dispositif est de plusieurs kW. Il faut envisager qu'une partie de cette énergie soit transmise au fluide sous forme de chaleur. Les échanges calorifiques entre le fluide, les matériaux constituant l'installation et l'air étant très complexes à estimer, nous ne pouvons prédire l'élévation de la température du fluide. C'est pourquoi nous avons par mesure de précaution installé ce piquage d'évacuation supplémentaire.

Une seconde précaution a été prise en installant dans la cuve un contrôleur de niveau à flotteur. Cette sécurité arrêtera le dispositif si le niveau d'eau devient insuffisant, les conséquences d'un manque d'eau pouvant être destructrices pour la pompe.

### **3.1.5. Le débitmètre.**

Le débit du fluide représente l'une des variables les plus importantes du système. Nous avons choisi d'y installer un débitmètre électromagnétique. Ce dernier fonctionne selon la loi d'induction de Faraday (fig. 25) :  $U_m = Bvd$ .

$U_m$  = tension de mesure qui est générée dans l'axe perpendiculaire au champ magnétique et au sens d'écoulement du fluide ; elle est prélevée sur deux électrodes ponctuelles.

$B$  = induction magnétique qui traverse le fluide en mouvement dans le sens perpendiculaire au sens d'écoulement.

$v$  = vitesse d'écoulement du fluide.

$d$  = diamètre intérieur du tube de mesure.

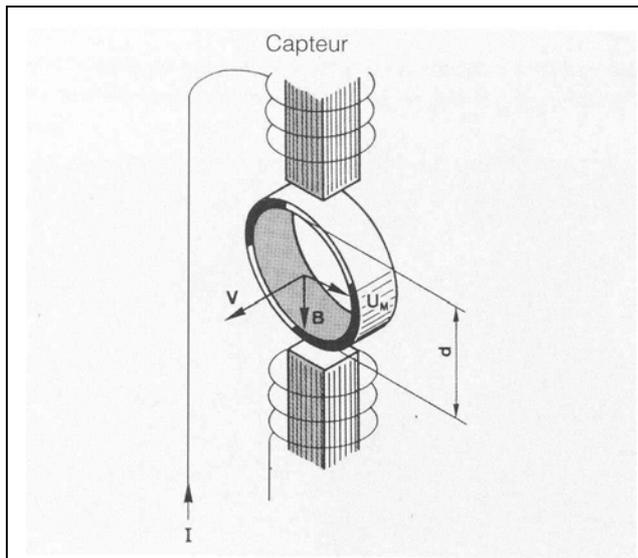


Figure 25 : schéma illustrant le principe de fonctionnement du débitmètre électromagnétique (figure extraite de la brochure technique du débitmètre SIEMENS).

Lorsqu'un conducteur se déplace dans un champ magnétique, il est le siège d'une tension induite. Le champ magnétique est produit par les bobines dans le capteur et se développe dans la conduite. Le fluide en circulation (formant le conducteur en déplacement) génère au passage dans le champ magnétique une tension proportionnelle à la vitesse d'écoulement, qui est prélevée sur les électrodes du capteur.

La précision de la mesure dépend de la régularité de l'écoulement. Ainsi, des longueurs de conduites rectilignes sont recommandées à l'amont et à l'aval du débitmètre : 5D à l'aval, 20D à l'amont dans le cas où le débitmètre est installé en sortie de pompe.

Dans notre cas,  $D = 200 \text{ mm} \rightarrow 5D = 1 \text{ mètre}$  et  $20D = 4 \text{ mètres}$ . La longueur aval ne pose pas de problème mais la longueur amont nécessaire augmente considérablement l'encombrement du dispositif. C'est pourquoi nous avons choisi d'installer un redresseur de courant dans la conduite en sortie de pompe (voir description § 3.2.6.) afin de réduire la longueur amont de 2 mètres.

Les informations présentées ci-dessus sont issues de la brochure technique du débitmètre Siemens dont nous avons fait l'acquisition.

### **3.1.6. La pompe et son variateur.**

#### **3.1.6.1. Calcul des pertes de charge du circuit et dimensionnement de la pompe.**

La pompe assure la mise en mouvement des fluides. Les vitesses de fluides que nous souhaitons atteindre au niveau des injections sont comprises entre 0 et 7 m/s, ce qui correspond à un débit total compris entre 0 et 500 m<sup>3</sup>/h. Pour choisir la pompe correspondant à nos besoins, il a été nécessaire de calculer la perte de charge du circuit. La perte de charge correspond à une pression ; elle permet de quantifier la puissance nécessaire pour assurer le bon fonctionnement de l'installation.

L'ensemble des calculs, des abaques et autres illustrations présentés dans ce paragraphe sont issus des ouvrages de Idel'Cik [1960] et Comolet et Bonnin [1982, 1990]. Les notions abordées sont également présentées dans ces ouvrages.

La charge s'exerçant en un point donné d'un fluide est donnée par le théorème de Bernouilli :

$$H = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{u^2}{2g}, \text{ avec :}$$

H = charge totale en « mètres Colonne d'Eau » (1 mCE équivaut à 10<sup>4</sup> Pa = 0,1 bar),

z = côte du point considéré (en m),

p = pression s'exerçant au point considéré (en Pa),

$\rho$  = masse volumique du fluide (en kg/m<sup>3</sup>),

g = accélération de la pesanteur (9,81 m/s<sup>2</sup>),

u = vitesse du fluide (en m/s).

La perte de charge  $\Delta H$  se produisant entre deux points s'écrit  $\Delta H = \Delta z + \frac{\Delta p}{\rho g} + \frac{\Delta u^2}{2g}$ ,

avec  $\Delta z, \Delta p, \Delta u$  les changements d'altitude, de pression et de vitesse entre les deux points respectivement. Elle est liée aux frottements et à la dissipation associée à la turbulence et à la viscosité du fluide.

Pour la quantification des pertes de charges s'exerçant dans une installation hydraulique, une forme simplifiée de l'équation précédente est utilisée :  $\Delta H = K \times \frac{u^2}{2g}$ , avec

K = coefficient de perte de charge.

Les pertes de charge sont additives à l'échelle d'un circuit. On distingue :

- les pertes de charge réparties (ou linéaires). Elles ont pour origine le frottement du fluide sur la paroi interne de la tuyauterie et se calculent généralement pour des longueurs droites de conduites.
- les pertes de charge singulières. Elles se produisent lorsqu'il y a une singularité, c'est-à-dire une discontinuité géométrique (coude, vanne, élargissement, rétrécissement, obstacles internes,...), dans le circuit. En ces endroits, on constate des perturbations de l'écoulement (décollements de veines fluides, tourbillons, changement de direction,...) d'où une perte d'énergie mécanique.

Le coefficient  $K$  est calculé à partir des dimensions de l'élément considéré (invariables) parfois multiplié par un facteur  $\lambda$  fonction de  $k/D$  et du nombre de Reynolds

$$Re = \frac{uD}{\nu}, \text{ avec}$$

$D$  : diamètre de l'élément (m)

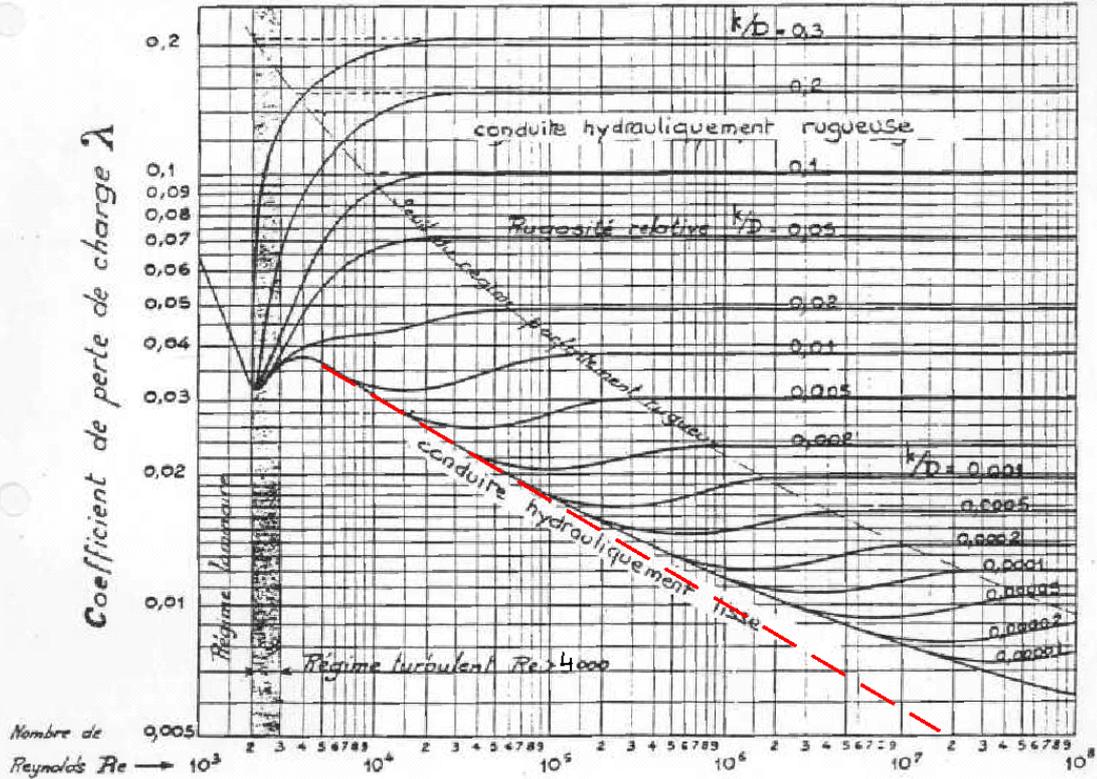
$k$  : hauteur moyenne des aspérités de l'élément (rugosité interne) (m)

$\nu$  : viscosité cinématique ( $m^2/s$ , on utilise généralement la valeur de  $10^{-6}$  pour l'eau à  $20^\circ C$ )

La détermination du coefficient  $\lambda$  se fait à partir d'abaques conçues expérimentalement par Nikuradse [1933] et Colebrook [1939]. Pour utiliser ces abaques (fig. 26), il est nécessaire de connaître  $Re$  et le rapport  $k/D$ . Le nombre de Reynolds est caractéristique du régime d'écoulement (voir § 2.2.2.). Un régime turbulent correspond à un rapport  $uD/\nu$  supérieur à 4000, c'est-à-dire un produit  $uD$  supérieur à 0,004. Dans les conduites les plus réduites du dispositif ( $D = 0,08$  m), cela correspond à une vitesse supérieure à 0,05 m/s. Les vitesses utilisées pendant les expériences étant largement supérieures à cette valeur, nous pouvons considérer que nous nous trouverons dans tous les cas en régime turbulent.

*Figure 26 (page suivante) : abaques de Nikuradse [1933] et de Colebrook [1939] utilisés pour déterminer le coefficient  $\lambda$  intervenant dans les calculs de perte de charge. Pour un écoulement caractérisé par un nombre de Reynolds  $Re$  donné, dans une conduite de diamètre  $D$  et de rugosité interne  $k$ , la valeur de  $\lambda$  (en ordonnée à gauche) est donnée par l'intersection entre la courbe  $k/D$  correspondante (valeur indiquée en ordonnée à droite) et la droite verticale passant par la valeur de  $Re$  considérée.*

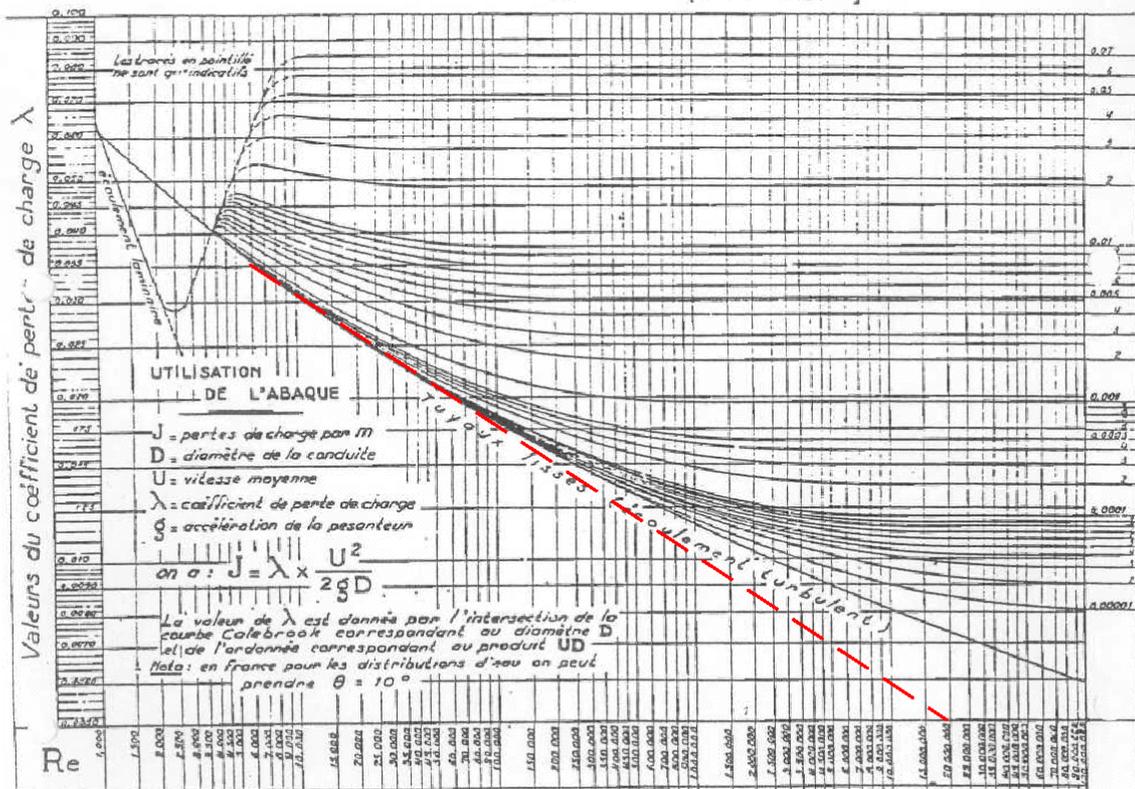
COEFFICIENT  $\lambda$  EN RÉGIME TURBULENT - FORMULES DE KARMAN-NIKURADSE



ABaque UNIVERSEL

pour le calcul des diamètres des conduites par utilisation de la formule de Colebrook

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \left[ \frac{k}{3.7D} + \frac{2.51}{Re \sqrt{\lambda}} \right]$$



— — — Courbe correspondant à la formule de Blasius :  $\lambda = (100Re)^{-1/4}$

Nous nous plaçons dans le cas de conduites hydrauliquement lisses, les matériaux utilisés (PVC, inox) présentant une rugosité très faible. Dans ce cas, il convient de remarquer que lorsque le nombre de Reynolds diminue, c'est-à-dire lorsque la vitesse diminue, le coefficient  $\lambda$  augmente de manière logarithmique. La perte de charge est égale au coefficient de perte de charge  $K$  multiplié par le rapport  $u^2/2g$ . Le coefficient  $K$  peut contenir le coefficient  $\lambda$  dans son expression, selon le type d'élément considéré (voir les calculs détaillés ci-dessous). Lorsque la vitesse diminue, le coefficient  $\lambda$ , et donc le coefficient  $K$ , augmente. Cependant, cette augmentation est logarithmique alors que le paramètre vitesse est au carré. On peut donc considérer que la perte de charge maximum correspond à la vitesse maximum et que lorsque la vitesse diminue la perte de charge  $\Delta H$  diminue également.

Le dimensionnement de la pompe passe par le calcul de la perte de charge maximum, donc par le calcul de  $\Delta H$  à la vitesse maximum. En effet, la pompe sera ensuite couplée à un variateur qui permettra d'abaisser ses caractéristiques et donc de fonctionner à la vitesse désirée. Ce point sera discuté ultérieurement, avec la description des caractéristiques de la pompe.

#### 3.1.6.1.1. Calcul des pertes de charge réparties.

Il s'agit de calculer le coefficient de perte de charge  $K$  lié aux conduites droites,  $K = \lambda \frac{L}{D}$

Ces conduites peuvent être regroupées en familles en fonction de leur diamètre (fig. 20) :

- conduites de DN200. Dans le sens de l'écoulement, on distingue les sections de longueur suivantes : 0,30 m du piquage en sortie de cuve à l'aspiration de la pompe ; 0,13 m du manchon compensateur ; 0,25 m + 2,00 m de tube PVC ; 0,35 m du débitmètre ; 1,70 m + 0,25 m de tube PVC ; 0,20 m de tube dans la partie amont du bocal-relais ; soit un total de 5,18 m. Le diamètre des conduites de DN 200 est de 184 mm. Le débit maximum est de 500 m<sup>3</sup>/h, ce qui correspond à une vitesse de 5,3 m/s et donc à un  $Re = 9,7 \cdot 10^5$ . A partir des abaques, on détermine alors  $\lambda_{200} = 0,012$ .

$$\rightarrow K_{200} = (0,012 \times 5,18) / 0,184 = 0,34.$$

$$\rightarrow \Delta H_{200} = (0,36 \times 5,3^2) / (2 \times 9,81) = 0,5 \text{ mCE.}$$

- conduite de DN560. Cela correspond au corps du bocal-relais. Sa longueur est de 1 mètre, la vitesse maximum est de 0,6 m/s.  $Re = 3,4 \cdot 10^5$ .  $\lambda_{560} = 0,014$ .  
 $\rightarrow K_{560} = (0,014 \times 1) / 0,56 = 0,025$ .  
 $\rightarrow \Delta H_{560} = 0,025 \times 0,6^2 / (2 \times 9,81) = 0,0005$  mCE.
  
- conduite de DN80. Il s'agit des quatre tuyaux souples en PVC armés en PVC qui assurent la jonction entre la bocal-relais et les piquages du canal. Chacun d'entre eux fait 5 mètres de long, la courbure des tubes est réduite au maximum. Dans ce contexte et pour des tubes de si petit diamètre, on peut considérer en première approximation que la perte de charge liée à la longueur du tube est bien supérieure à celle induite par la courbure du tube. Nous nous plaçons donc dans le cas « conduite droite ». Le diamètre interne est de 80 mm, le débit maximum par tube est de 125 m<sup>3</sup>/h, ce qui correspond à une vitesse de 7,0 m/s et donc à un  $Re = 5,6 \cdot 10^5$ .  $\lambda_{80} = 0,013$ .  
 $\rightarrow K_{80} = (0,013 \times 5) / 0,08 = 0,8$ .  
 $\rightarrow \Delta H_{80} = (0,8 \times 7,0^2) / (2 \times 9,81) = 2,0$  mCE.

La perte de charge répartie pour l'ensemble du circuit est donc égale à :

$$\Delta H_r = \Delta H_{200} + \Delta H_{560} + \Delta H_{80} = 2,5 \text{ mCE.}$$

### 3.1.6.1.2. Calcul des pertes de charge singulières.

Les calculs permettant de déterminer les pertes de charge singulières ont également été déterminés expérimentalement.

#### a) Rétrécissement progressif – convergent.

Un convergent conique est localisé dans la cuve en PEHD à l'aspiration (cf § 3.1.4.). La section aval  $S_1$  est de 0,11 m<sup>2</sup> ( $D_1 = 375$ ) et la section amont  $S_2$  est de 0,03 m<sup>2</sup> ( $D_2 = 200$ ), l'angle au sommet du cône  $\alpha$  est de 60°.

$$\Delta H_{\text{conv}} = K_{\text{conv}} \frac{u_2^2}{2g} \text{ avec } K_{\text{conv}} = k_p \left( 1 - \frac{S_2}{S_1} \right) + k_f.$$

$k_p$  est un coefficient relatif à la géométrie du convergent. On peut le déterminer en utilisant des abaques (fig. 27). Il est fonction de l'angle au sommet  $\alpha$ , de la longueur  $l$  et du diamètre aval du convergent.  $\alpha = 60^\circ$ ,  $l = 150 \text{ mm}$  et  $D_2 = 200 \text{ mm} \rightarrow k_p = 0,11$

$k_f$  est un coefficient relatif aux frottements sur les parois :  $k_f = \frac{\lambda}{8 \sin(\alpha/2)} \times \left(1 - \left(\frac{S_2}{S_1}\right)^2\right)$

Dans notre cas,  $\lambda = \lambda_{200} = 0,012 \rightarrow k_f = 0,003$ . D'une manière générale, on peut négliger le coefficient  $k_f$  lorsque  $\alpha$  est supérieur à  $30^\circ$ .

$\rightarrow K_{\text{conv}} = 0,08$

$\rightarrow \Delta H_{\text{conv}} = 0,1 \text{ mCE}$  avec  $u_2 =$  vitesse maximale dans le tube DN 200 = 5,3 m/s.

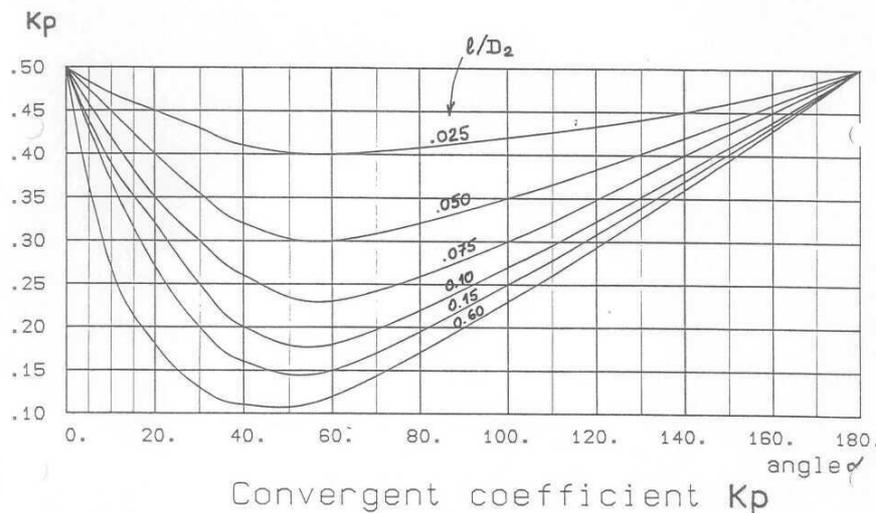


Figure 27 : abaque donnant le coefficient  $k_p$  intervenant dans la calcul de perte de charge d'un convergent.

### b) Elargissement progressif – divergent.

Un divergent conique est localisé à l'entrée du bocal-relais. La section aval  $S_1$  est de  $0,03 \text{ m}^2$  ( $D_1 = 200$ ) et la section amont  $S_2$  est de  $0,08 \text{ m}^2$  ( $D_2 = 310$ ), l'angle au sommet du cône  $\alpha$  est de  $20^\circ$ .

$$\Delta H_{\text{div}} = K_{\text{div}} \frac{u_1^2}{2g} \text{ avec } K_{\text{div}} = k_e + k_f.$$

$k_e$  est un coefficient relatif aux perturbations liées au jet central.

$$k_e = \left(3,2 \tan \frac{\alpha}{2} \times \sqrt[4]{\tan \frac{\alpha}{2}}\right) \left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right)^2$$

$\rightarrow k_e = 0,14$

$k_f$  est un coefficient relatif aux frottements sur les parois :  $k_f = \frac{\lambda}{8 \sin(\alpha/2)} \times \left( 1 - \left( \frac{S_1}{S_2} \right)^2 \right)$

Dans notre cas,  $\lambda = \lambda_{200} = 0,012 \rightarrow k_f = 0,007$ .

$\rightarrow K_{div} = 0,15$ .

$\rightarrow \Delta H_{div} = 0,2$  mCE avec  $u_1 =$  vitesse maximale dans le tube DN 200 = 5,3 m/s.

### c) Rétrécissement brusque.

L'écoulement subit un rétrécissement brusque en sortie du bocal-relais. La section aval  $S_1$  est de 0,25 m<sup>2</sup> ( $D_1 = 560$ ) et la section amont  $S_2$  est de 0,005 m<sup>2</sup> ( $D_2 = 80$ ).

$$\Delta H_{ret} = K_{ret} \frac{u_2^2}{2g} \text{ avec } K_{ret} = 0,5 \times \left( 1 - \frac{S_2}{S_1} \right).$$

$\rightarrow K_{ret} = 0,49$ .

$\rightarrow \Delta H_{ret} = 1,2$  mCE avec  $u_2 =$  vitesse maximale dans le tube DN 80 = 7,0 m/s.

Cette valeur est néanmoins surestimée car de petits convergents de 80 mm de long et d'angle au sommet  $\alpha = 30^\circ$  ont été disposés au niveau du rétrécissement pour limiter les pertes de charge. Leur effet est cependant réduit car le changement de section est relativement important.

### d) Elargissement brusque.

L'installation compte deux élargissements brusques, l'un à la sortie du divergent du bocal-relais et le second au débouché des injections dans le canal.

$$\Delta H_{el} = K_{el} \frac{u_1^2}{2g} \text{ avec } K_{el} = \left( 1 - \frac{S_1}{S_2} \right)^2.$$

A la sortie du divergent : la section aval  $S_1$  est de 0,08 m<sup>2</sup> ( $D_1 = 310$ ) et la section amont  $S_2$  est de 0,25 m<sup>2</sup> ( $D_2 = 560$ ).

$\rightarrow K_{el,1} = 0,46$ .

$\rightarrow \Delta H_{el,1} = 0,08$  mCE avec  $u_1 =$  vitesse maximale dans le tube de section 310 = 1,4 m/s.

Au débouché des injections : la section aval  $S_1$  est de 0,005 m<sup>2</sup> ( $D_1 = 80$ ) et la section amont  $S_2$  est « infinie ».

$\rightarrow K_{el,2} = 1,00$ .

→  $\Delta H_{el,2} = 2,5 \text{ mCE}$  avec  $u_1 =$  vitesse maximale dans le tube DN 80 = 7,0 m/s. Notons que cette perte de charge serait égale à 2,5 mCE si l'eau dans le canal était au repos (section  $S_2$  « infinie » → vitesse  $v_2$  nulle). Pendant le fonctionnement du dispositif, l'eau dans le canal se déplace à une vitesse donnée grâce à l'énergie fournie par les quatre injections tangentiellles. Le différentiel de vitesse entre  $u_1$  au niveau des injections et  $u_2$  dans le canal est donc inférieur à la valeur absolue de  $u_1$  qui a été prise en compte dans le calcul de la perte de charge. 2,5 mCE représente donc une valeur supérieure extrême de  $\Delta H_{el,2}$ .

$$\rightarrow \Delta H_{el} = \Delta H_{el,1} + \Delta H_{el,2} \leq 2,6 \text{ mCE.}$$

#### e) Coudes.

Le dispositif contient 3 coudes de  $90^\circ$  et de DN 200 : un à la sortie de la pompe et les deux autres en série pour constituer un angle à  $180^\circ$  an amont du bocal-relais. Cette géométrie est peu avantageuse en terme de pertes de charge mais elle nous est imposée par la recherche de l'encombrement minimum liée à la taille du local dans lequel le dispositif sera installé. Dans un premier temps, il est nécessaire de calculer la perte de charge associée à un coude :

$$K_{\text{coude}} = K_c + K_f.$$

$K_c$  est un coefficient relatif au changement de direction,  $K_c = K_1 K_2$ .

$K_1$  est fonction du rapport  $r/D$ ,  $r$  étant le rayon de courbure du coude. Un abaque existe pour la détermination de  $K_1$  (fig. 28). Dans notre cas,  $r = 100$  et  $D = 200 \rightarrow r/D = 0,5 \rightarrow K_1 = 1,2$ .

$K_2$  est fonction de l'angle du coude  $\alpha$ . Dans notre cas,  $\alpha = 90^\circ \rightarrow K_2 = 1$  (fig. 28).

$$\rightarrow K_c = 1,2 \times 1 = 1,2.$$

Coef  $K_1$

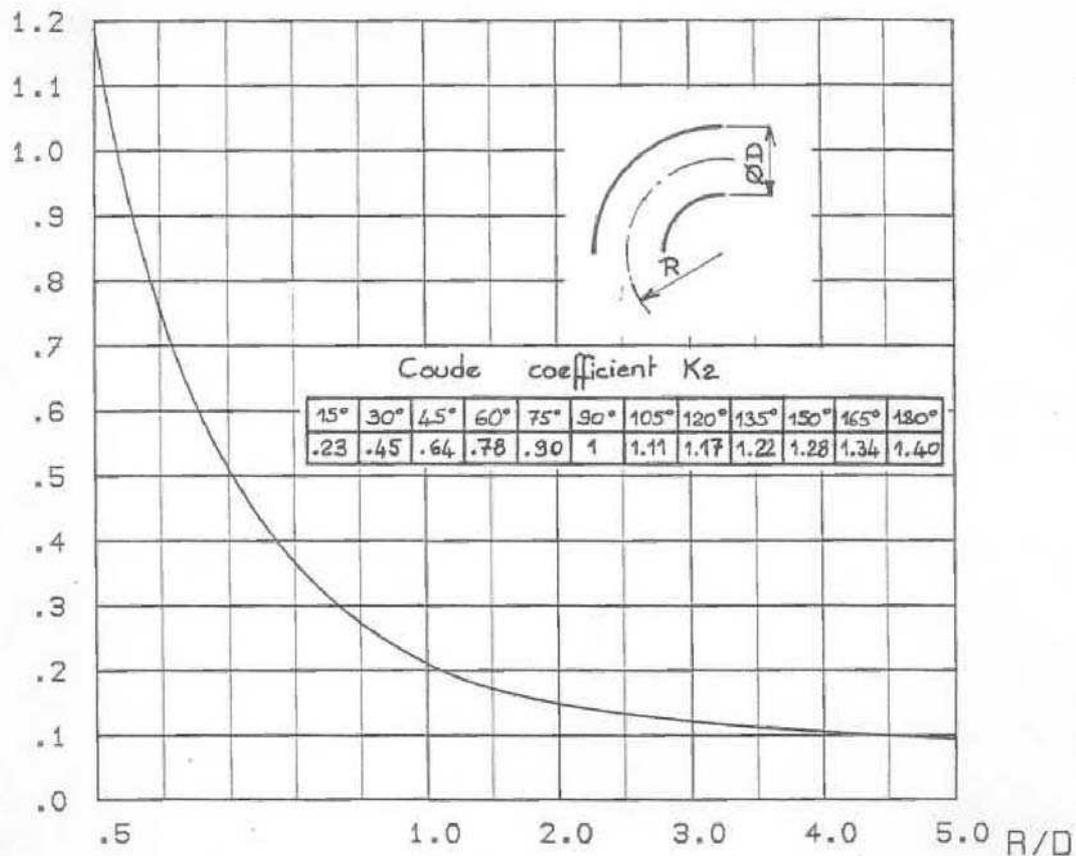


Figure 28 : abaque donnant les coefficients  $K_1$  et  $K_2$  intervenant dans le calcul des pertes de charge associées à un coude à angle arrondi.

$K_f$  est un coefficient relatif aux frottements sur les parois,  $K_f = 0,0175 \times \lambda \times (r/D) \times \alpha$ .

→  $K_f = 0,0175 \times 0,012 \times 0,5 \times 90 = 0,009$ .

→  $K_{\text{coude}} = 1,2$ .

→  $\Delta H_{\text{coude}} = 1,7 \text{ mCE}$  avec  $u =$  vitesse maximale dans le tube DN 200 = 5,3 m/s.

Dans le cas des deux coudes en série, les pertes de charge ne s'additionnent pas. Des études particulières ont été menées sur les coudes et sont portées dans le mémoire d'Idel'Chik [1960]. Elles montrent que la valeur de la perte de charge associée à deux coudes montés en série est directement liée à la longueur droite de raccordement  $l$  entre les deux coudes (fig. 29) : si  $l > 4D$  l'écoulement en sortie du premier coude a une distance suffisante pour redevenir homogène avant le second coude,  $\Delta H$  correspond donc à la perte de charge des deux coudes séparés =  $2 \Delta H_{\text{coude}}$  ; si  $l = D$ , l'écoulement principal forme une courbe continue

et l'expérience montre que  $\Delta H = 1,5 \Delta H_{\text{coude}}$  ; si  $l = 0$ , le décollement en sortie de coude est maximum et  $\Delta H = 3 \Delta H_{\text{coude}}$ .

Dans notre cas,  $D = 200$  et  $l = 400$ . Nous sommes dans une situation « intermédiaire » avec  $l = 2D$  et on peut admettre que dans ce cas  $\Delta H_{\text{coude}180} = 1,75 \Delta H_{\text{coude}} = 3,0 \text{ mCE}$ .

La perte de charge totale associée au 3 coudes est donc :

$$\Delta H_{\text{coudeTotal}} = \Delta H_{\text{coude}} + \Delta H_{\text{coude}180} = 1,7 + 3,0 = 4,7 \text{ mCE}.$$

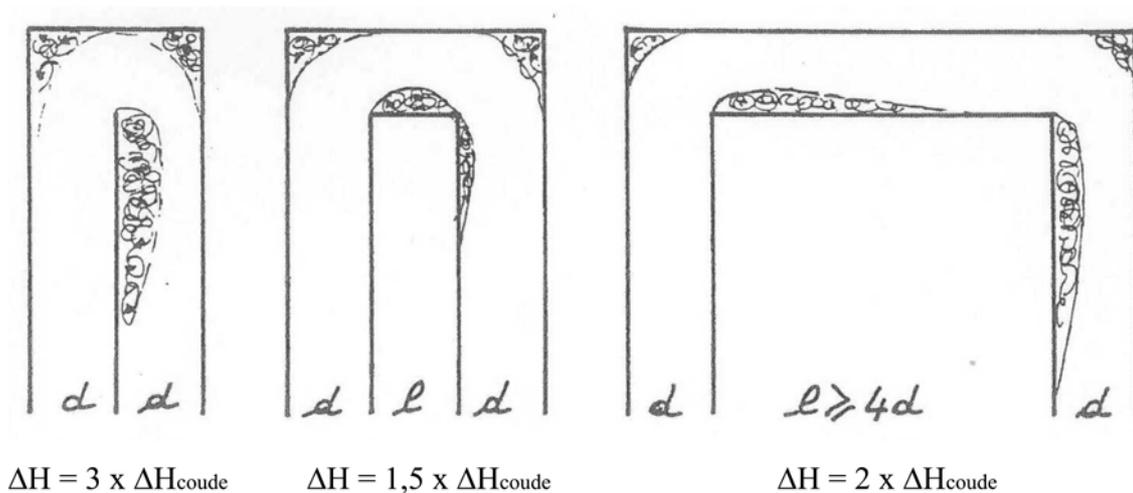


Figure 29 : perte de charge associée à une succession de deux coudes à  $90^\circ$  en fonction de la longueur de raccordement.  $\Delta H_{\text{coude}}$  = perte de charge associée à un coude à  $90^\circ$  isolé.

Les pertes de charges singulières pour l'ensemble du circuit s'élèvent à :

$$\Delta H_s = \Delta H_{\text{conv}} + \Delta H_{\text{div}} + \Delta H_{\text{ret}} + \Delta H_{\text{el}} + \Delta H_{\text{coudeTotal}}$$

$$\Delta H_s = 0,1 + 0,2 + 1,2 + 2,6 + 4,7$$

$$\Delta H_s = 8,8 \text{ mCE}.$$

### 3.1.6.1.3. Bilan : estimation de la perte de charge totale et choix de la pompe.

La perte de charge totale est égale à la somme des pertes de charges réparties  $\Delta H_f$  plus la somme des pertes de charge singulières  $\Delta H_s$  plus la différence de hauteur  $\Delta H_{\text{statique}}$  entre le « niveau de base » correspondant à l'élévation de l'eau dans la cuve et le niveau d'eau dans le canal circulaire (correspondant à l'arrêt à la hauteur des injections). A l'arrêt, cette différence

de hauteur est d'environ 1 mètre (cf. fig. 20). Pendant le fonctionnement, la différence de hauteur peut augmenter au grand maximum d'environ 1,5 mètres du fait de la chute du niveau d'eau dans la cuve et de l'augmentation du niveau dans le canal sous forme de vortex. On peut donc donner :

$\Delta H_{\text{installation}} = \Delta H_r + \Delta H_s + \Delta H_{\text{stat}} = 2,5 + 8,8 + 1,0 = 12,3 \text{ mCE}$ , cette valeur étant majorée d'une perte de charge additionnelle pouvant atteindre 1,5 mCE pendant le fonctionnement du dispositif.

A partir de cette information, il est possible de choisir la pompe adéquate. La caractéristique d'une pompe se présente sous la forme de courbes fournies par le constructeur (fig. 30). Le diagramme (a) est le plus important car il permet d'estimer le débit auquel le fluide est mis en mouvement (abscisse) en fonction de la perte de charge du circuit (ordonnée). Dans le diagramme présenté ici, trois courbes caractéristiques ont été dessinées, correspondant à 3 pompes de diamètres différents. Une troisième information est portée sur le graphique : le rendement  $\eta$  de la pompe (en %). Ce rendement évolue le long de la courbe et les valeurs maximum sont atteintes en bout de courbe. Le point de fonctionnement désiré doit donc préférentiellement correspondre à cette partie de la courbe. Dans notre cas, nous désirions un débit avoisinant les 500 m<sup>3</sup>/h pour une perte de charge d'environ 12 mCE. Notre choix s'est porté sur une pompe Flygt de type NT 200-250. Ce sont les caractéristiques de cette pompe qui sont présentées en figure 30 sous la référence  $\phi 250$ .

La courbe (b) représente la puissance nécessaire à la pompe pour atteindre les performances annoncées. Dans notre cas, la puissance maximum est de 22 kW.

La courbe (c) concerne un phénomène dont les conséquences peuvent être très destructrices, la cavitation. NPSH signifie Net Positive Suction Head et représente l'énergie totale du fluide (exprimée en mCE) mesurée à l'aspiration dans des conditions de début de cavitation. Pour installer la pompe dans des conditions de sécurité et éviter l'apparition du phénomène de cavitation, la relation suivante doit être vérifiée :

$$h_p + h_z > \text{NPSH} + h_f + h_{pv}$$

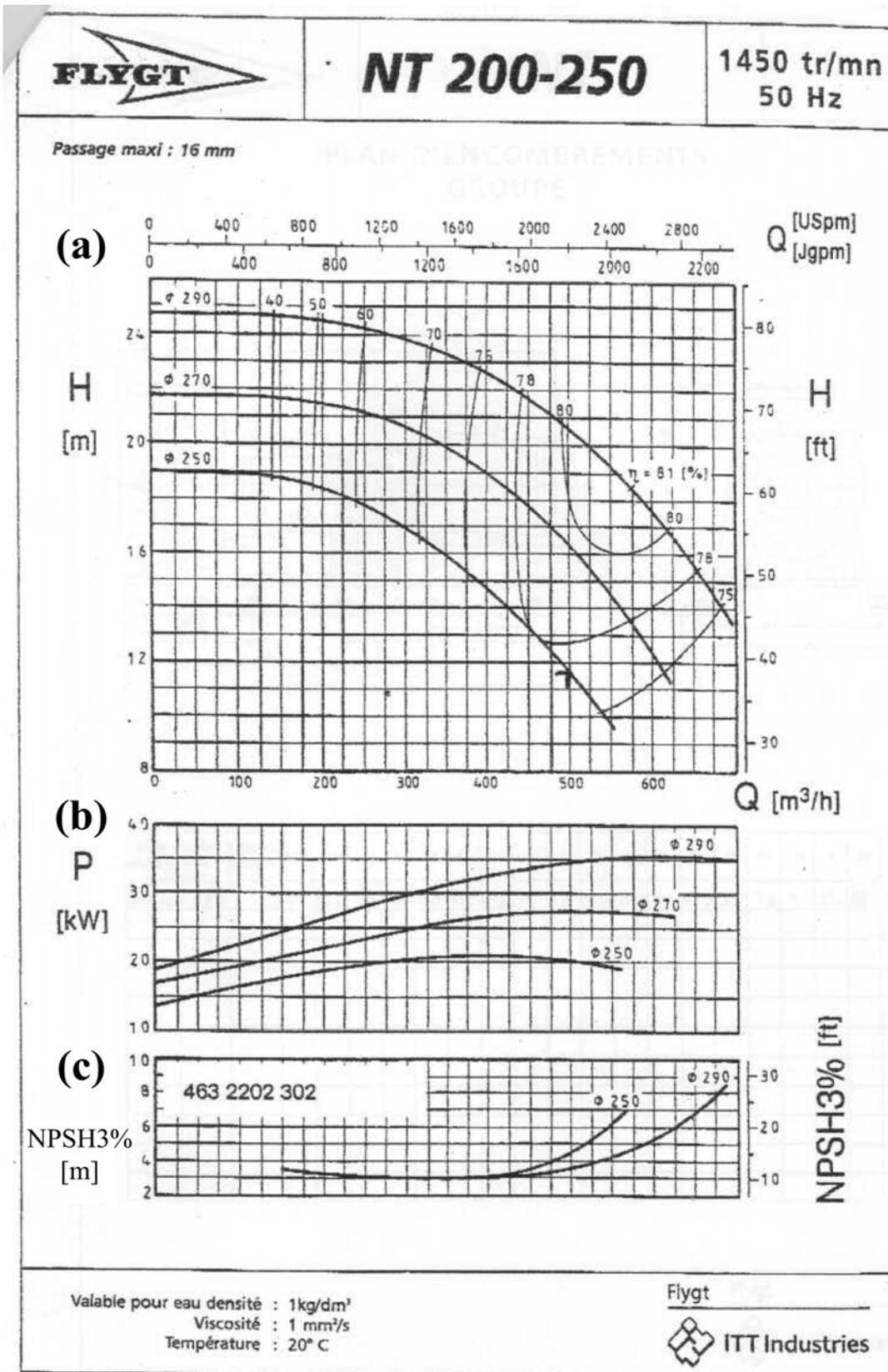


Figure 30 : courbes caractéristiques de pompe fournies par le constructeur. Document extrait de la brochure technique de la pompe Flygt.

$h_p$  est la pression absolue qui agit sur la surface libre du liquide dans le réservoir d'aspiration. Elle est égale au quotient entre la pression atmosphérique et le poids volumique du liquide :  $h_p = P_a / \gamma$ . Pour de l'eau à 15°C,  $\gamma = 1 \text{ kg/dm}^3 \rightarrow h_p = P_a = 1 \text{ bar} = 10 \text{ mCE}$  environ.

$h_z$  est la différence de niveau entre l'axe de la pompe et la surface libre du liquide dans le réservoir d'aspiration (négatif quand le niveau est plus bas que l'axe de la pompe). Dans notre cas,  $h_z = 1 \text{ mCE}$  environ.

NPSH est déterminé à partir de la courbe fournie par le constructeur (fig. 30(c)). Pour la pompe que nous avons choisie, la valeur maximum est de 7 mCE.

$h_f$  est la perte de charge dans le tuyau d'aspiration. Elle est égale dans notre cas à  $\Delta H_{\text{conv}} + \Delta H_{\text{asp}}$  (cette dernière étant liée aux 45 centimètres de conduite DN 200).

$\Delta H_{\text{conv}} = 0,1 \text{ mCE}$  et  $\Delta H_{\text{asp}} = 0,45 (\Delta H_{200} / 5,3)$ ,  $\Delta H_{200}$  étant la perte de charge liée aux 5,3 mètres de conduite DN 200.

$h_f = 0,1 + 0,45 (0,5 / 5,3) = 0,1 \text{ mCE}$ .

$h_{pv}$  est la pression de vapeur du liquide à la température de service. Elle est égale au quotient entre la tension de vapeur  $P_v$  et le poids volumique du liquide :  $h_{pv} = P_v / \gamma$ . Pour de l'eau à 15°C,  $\gamma = 1 \text{ kg/dm}^3$  et  $P_v = 17 \text{ mbar} \rightarrow h_{pv} = P_v = 0,017 \text{ bar} = 0,2 \text{ mCE}$ .

$h_p + h_z > \text{NPSH} + h_f + h_{pv}$  devient donc dans notre cas  $10 + 1 > 7 + 0,1 + 0,2$   
 $\rightarrow 11 > 7,3$ , la relation est donc satisfaite.

### **3.1.6.2. Estimation des variations de perte de charge en fonction du débit, rôle du variateur.**

Le couplage de la pompe avec un variateur adapté (Technovar 22kW – 400V triphasé) permet de changer la fréquence de rotation du moteur de la pompe. Cette opération se traduit par une modification des caractéristiques de la pompe. La courbe caractéristique de cette dernière est alors déplacée vers le bas dans le graphique perte de charge versus débit (fig. 31).

Le point de fonctionnement de la pompe correspond à l'intersection entre la courbe caractéristique de la pompe et la courbe de perte de charge du circuit. Pour déterminer cette dernière, il suffit de définir la dépendance de la perte de charge de l'installation vis-à-vis du débit Q :

$$\Delta H_{\text{installation}} = \Delta H_{\text{statique}} + \sum K_i \frac{u_i^2}{2g} \quad \text{avec} \quad u_i = \frac{Q}{S_i} \quad \rightarrow \quad \Delta H_{\text{installation}} = \Delta H_{\text{statique}} + \sum K_i \frac{Q^2}{2gS_i^2}$$

Les pertes de charges doivent être regroupées par familles d'éléments de même section :

- DN560 :  $K_{\text{DN560}} = K_{560}$  et  $S_{\text{DN560}} = 0,246 \text{ m}^2$ .
- DN310 (élargissement brusque à la sortie du divergent du bocal-relais) :  $K_{\text{DN310}} = K_{\text{el1}}$  et  $S_{\text{DN310}} = 0,075 \text{ m}^2$ .
- DN200 :  $K_{\text{DN200}} = K_{200} + K_{\text{conv}} + K_{\text{div}} + K_{\text{coudeTotal}}$  et  $S_{\text{DN200}} = 0,027 \text{ m}^2$ .
- DN80 :  $K_{\text{DN80}} = K_{80} + K_{\text{ret}} + K_{\text{el2}}$  et  $S_{\text{DN80}} = 0,005 \text{ m}^2$ .

L'un des problèmes réside dans le fait que le coefficient K peut contenir le coefficient  $\lambda$  dans son expression, ce dernier paramètre variant avec le nombre de Reynolds et donc avec la vitesse. Nous nous trouvons dans le cas de conduites hydrauliquement lisses en régime turbulent : deux relations permettent de déterminer la valeur de  $\lambda$  en fonction de Re et donc de la vitesse v [Nikuradse, 1933] :

- pour  $4 \cdot 10^3 < \text{Re} < 10^5$ , la formule de Blasius donne  $\lambda = (100\text{Re})^{-1/4}$ .
- pour  $10^5 < \text{Re}$ , on a  $\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2 \log\left(\frac{\sqrt{\lambda}}{2,51}\right)$ .

Ces relations sont voisines des formules de Colebrook [1939].

Les valeurs de Re dans l'ensemble des conduites du dispositif se situent entre  $10^4$  et  $10^6$  pour les débits auxquels nous allons travailler. Pour cette gamme de valeurs, la formule de Blasius n'est donc à priori pas valable. Nous l'utiliserons néanmoins car l'erreur sur  $\lambda$  qu'entraîne son utilisation pour des Re inférieurs à  $10^6$  est inférieure à 10 % (fig. 26) et qu'elle présente l'avantage d'être facilement intégrée dans les calculs de perte de charge :

$$\lambda = (100\text{Re})^{-1/4} = \left(100 \frac{vD}{\nu}\right)^{-1/4} = Q^{-1/4} \times \left(100 \frac{D}{Sv}\right)^{-1/4} = Q^{-1/4} \times \left(\frac{400}{\pi D v}\right)^{-1/4} \quad (1)$$

Il reste maintenant à isoler le paramètre  $\lambda$  dans les coefficients de perte de charge :

- DN560 :  $K_{\text{DN560}} = K_{560} = \lambda L / D = 1,79 \lambda$ .  
(1)  $\rightarrow K_{\text{DN560}} = 1,79 \times 0,008 Q^{-1/4} = \mathbf{0,015 Q^{-1/4}}$ .

- DN310 :  $K_{DN310} = K_{el1} = 0,46$  indépendant de  $\lambda$ .  
(1)  $\rightarrow K_{DN310} = 0,46$ .
- DN200 : -  $K_{200} = \lambda L / D = 28,15 \lambda$ .  
-  $K_{conv} = 0,08$  le terme dépendant de  $\lambda$  étant négligeable.  
-  $K_{div} = k_e + k_f$  avec  $k_e = 0,14$  et  $k_f = 0,62 \lambda$ .  
-  $K_{coudeTotal} = K_{coude} + K_{coude180} = 2,75 K_{coude}$ .  
 $K_{coude} = K_c + K_f$  avec  $K_c = 1,2$  et  $K_f = 0,79 \lambda$ .  
 $\rightarrow K_{DN200} = K_{200} + K_{conv} + K_{div} + K_{coudeTotal}$ .  
 $\rightarrow K_{DN200} = 28,15 \lambda + 0,08 + 0,14 + 0,62 \lambda + 2,75 \times (1,2 + 0,79 \lambda)$ .  
 $\rightarrow K_{DN200} = 3,52 + 30,94 \lambda$ .  
(1)  $\rightarrow K_{DN200} = 3,52 + 30,94 \times 0,006 Q^{-1/4} = 3,52 + 0,186 Q^{-1/4}$ .
- DN80 : -  $K_{80} = \lambda L / D = 62,50 \lambda$ .  
-  $K_{ret} = 0,49$  indépendant de  $\lambda$ .  
-  $K_{el.2} = 1,00$  indépendant de  $\lambda$ .  
 $\rightarrow K_{DN80} = K_{80} + K_{ret} + K_{el2} = 1,49 + 62,50 \lambda$ .  
(1)  $\rightarrow K_{DN80} = 1,49 + 62,50 \times 0,005 (Q/4)^{-1/4} = 1,49 + 0,313 (Q/4)^{-1/4}$ .

Dans le cas des conduites de DN80, le débit  $Q$  est divisé par 4 au niveau du bocal-relais.

On peut maintenant développer l'expression suivante :

$$\Delta H_{installation} = \Delta H_{statique} + \sum K_i \frac{Q^2}{2gS_i^2} .$$

$$\sum K_i \frac{Q^2}{2gS_i^2} = \left[ K_{DN560} \frac{Q^2}{2gS_{DN560}^2} \right] + \left[ K_{DN310} \frac{Q^2}{2gS_{DN310}^2} \right] + \left[ K_{DN200} \frac{Q^2}{2gS_{DN200}^2} \right] + \left[ K_{DN80} \frac{(Q/4)^2}{2gS_{DN80}^2} \right]$$

$$\sum K_i \frac{Q^2}{2gS_i^2} = \left[ 0,015Q^{-1/4} \frac{Q^2}{2g \times 0,06} \right] + \left[ 0,46 \times \frac{Q^2}{2g \times 5,6 \cdot 10^{-3}} \right] + \left[ (3,52 + 0,186Q^{-1/4}) \frac{Q^2}{2g \times 7,3 \cdot 10^{-4}} \right] + \left[ (1,49 + 0,313(Q/4)^{-1/4}) \frac{(Q/4)^2}{2g \times 7,3 \cdot 10^{-4}} \right]$$

$$\sum K_i \frac{Q^2}{2gS_i^2} = 439Q^2 + 69Q^{7/4} .$$

L'équation de la courbe de perte de charge du circuit prédite par les calculs est donc :

$$\Delta H_{installation} = 1 + 439Q^2 + 69Q^{7/4} \text{ en mCE avec } Q \text{ en m}^3/\text{s}.$$

Cette courbe est représentée en figure 31. L'intersection entre cette courbe et la courbe caractéristique de la pompe matérialise le point de fonctionnement de l'installation. Lorsque l'on abaisse la courbe de la pompe en diminuant la fréquence, le débit correspondant au point de fonctionnement diminue du fait de la diminution de perte de charge du circuit. L'utilisation du variateur nous permet donc en théorie d'utiliser la pompe dans une gamme de débit très étendue allant de 0 à 500 m<sup>3</sup>/h.

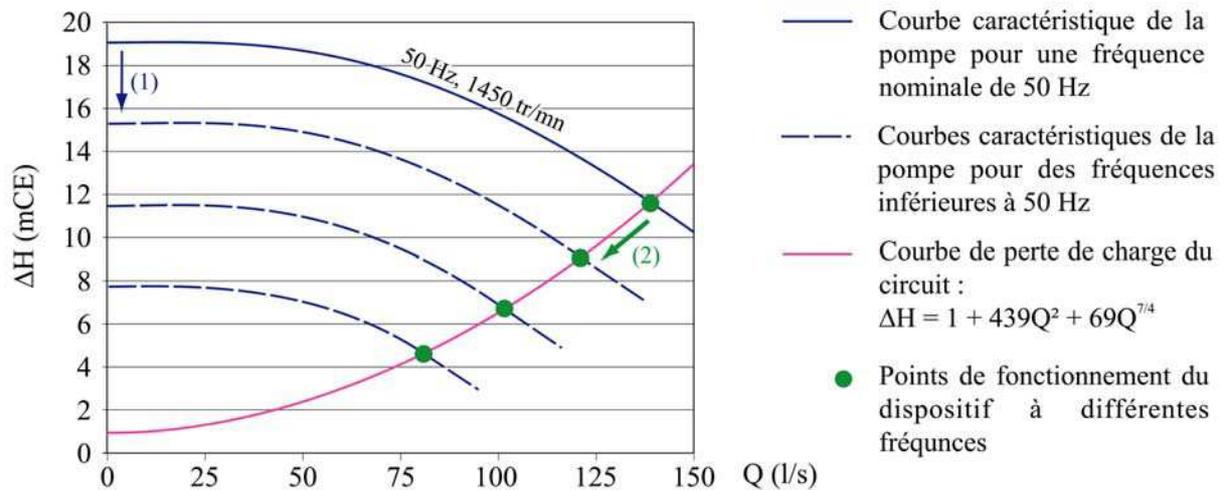


Figure 31 : courbes caractéristiques du dispositif expérimental. Grâce à l'utilisation d'un variateur de fréquence, il est possible de réduire la vitesse de rotation du moteur, ce qui engendre une translation de la courbe caractéristique de la pompe vers le bas (1). Cette translation provoque le déplacement du point de fonctionnement de l'installation vers l'origine (2), ce qui se traduit par une réduction du débit.

Ainsi, les calculs présentés dans cette section devaient à priori permettre la réalisation d'un dispositif fonctionnant dans des conditions optimales dans la gamme de débit que nous souhaitions (0 à 500 m<sup>3</sup>/h). Quelques incertitudes pesaient sur la perte de charge associée à certains éléments (convergent du bocal-relais,...) mais elles ne devaient pas avoir d'influence notable par rapport à l'ensemble des pertes de charge considérées. Le montage du dispositif et sa mise en route (présentés dans la section suivante) ont validé nos calculs en produisant une courbe de perte de charge très proche de celle que nous avons prédite.

## **3.2. Montage du dispositif expérimental.**

Le montage est présenté dans l'ordre chronologique.

### **3.2.1. Mise en place des plaques à la base des pieds de la charpente.**

Pendant le fonctionnement du dispositif, l'ensemble charpente + cuve + eau + galets pourra atteindre 2200 kg. Ce poids est réparti sur 4 pieds, soit 550 kg par pied. Pour assurer une bonne stabilité à l'ensemble et éviter le poinçonnement de la dalle en béton, des plaques en acier d'épaisseur 10 mm et de dimension 300 x 600 mm sont disposées à la base des pieds de la charpente. Ainsi, la pression maximale du dispositif sur la dalle au niveau de chaque pied avoisinera les 3 tonnes au mètre carré (550 kg répartis sur 0,18 m<sup>2</sup>).

Entre les plaques en acier et la dalle, des plaques en caoutchouc de 4 mm d'épaisseur ont été disposées dans le but d'absorber les irrégularités de la dalle et d'atténuer les éventuels mouvements différentiels dalle-charpente (vibrations,...).

Chaque plaque est fixée au sol par 4 goujons d'ancrage M12, longueur 170 mm, résistance 570 kg en traction. L'ancrage se fait au serrage par écartement d'une bague métallique à la base du goujon. Lors de l'ancrage, le béton éclate, c'est pourquoi les goujons doivent être distants d'au moins 10 cm .

### **3.2.2. Mise en place de la charpente.**

La charpente est constituée d'une platine reposant sur 4 pieds (voir descriptif détaillé § 3.1.1.). Chaque pied est fixé au sol par l'intermédiaire de 2 goujons traversant les plaques métalliques décrites ci-dessus ancrés dans la dalle en béton. La platine est fixée à chacun de ses pieds par 6 boulons M16 (longueur 50 mm) + écrous.

### **3.2.3. Mise en place de la capacité.**

Avant de poser la cuve, il a été nécessaire d'aménager une surface plane afin de limiter la déformation de la base de la cuve. Cette surface a été obtenue en disposant des parpaings (rectification de la marche de 20 cm) et des plaques en polystyrène extrudé. Ces dernières, d'une épaisseur maximum de 6 cm, ont été travaillées afin de gommer les imperfections du

sol. La capacité a pu être mise en place sous la charpente après démontage de l'un des pieds de cette dernière.

Le piquage DN200 est laissé libre en attendant d'être connecté à la pompe. Les deux autres piquages de diamètre intérieur 32 mm sont connectés à la bouche d'évacuation de la pièce par du tube souple de diamètre interne 40 mm équipé de vannes à sphère en inox de 1 pouce  $\frac{3}{4}$ .

#### **3.2.4. Pose des hublots du canal circulaire.**

Les six hublots (voir § 3.1.2.) sont collés à l'intérieur du canal. La fixation et l'étanchéité sont assurées par un joint d'étanchéité chimique appliqué entre le polycarbonate et l'inox qui autorise les mouvements différentiels entre les deux matériaux (vibrations, dilatation,...) (fig. 32).



*Figure 32 : vue d'ensemble des hublots du canal circulaire.*

#### **3.2.5. Mise en place du canal circulaire.**

Une fois les hublots posés, le canal circulaire est monté sur sa charpente à l'aide d'un chariot élévateur. Entre le canal et la charpente sont disposées des lamelles de semelle anti-vibrations pour assurer un découplage entre les deux éléments. Le canal est fixé à la charpente par 8 silentblocs. Un silentbloc est constitué d'un ensemble boulon-écrou M10 disposé dans une fine gaine en caoutchouc ; l'ensemble est inséré dans du tube acier de diamètres externe/interne 17/13 mm.

### **3.2.6. Assemblage de la tuyauterie rigide.**

Le schéma d'assemblage est présenté en figure 20.

Voici un détail des éléments :

- Tube en PVC pression de diamètre nominal 200 mm (dia.ext. 200 / dia.int. 184), 5 segments d'amont en aval, de longueurs respectives en cm : 25, 200, 170, 40 et 25. Il a été nécessaire de « casser » à la lime les angles de la paroi interne de chaque segment pour faciliter l'écoulement des fluides en entrée et sortie de ces segments.
- Coude PVC pression DN 200 à coller (les tubes PVC s'emboîtent dans les coudes, longueur de pénétration 11 cm), 3 pièces. Ces coudes ont un rapport r/d (rayon de courbure sur diamètre) de 0,5, un rapport qui n'est pas très favorable en terme de perte de charge. Néanmoins, il est possible de faciliter l'écoulement en gommant à la lime les arêtes vives présentes dans le coude.
- Collets PVC + brides tournantes PN10, 4 pièces pour les connexions suivantes : pompe - tuyauterie, tuyauterie - débitmètre, débitmètre - tuyauterie et tuyauterie - bocal-relais. Les collets de diamètre interne 200 mm se collent à l'extérieur du tube PVC.
- Avant d'assembler les tubes, il a été nécessaire de réaliser un redresseur de courant. En effet, la précision du débitmètre dépend de la stabilité de l'écoulement qui le traverse (voir § 3.1.5.). En sortie de pompe, l'écoulement est turbulent, tourbillonnaire. La pose du redresseur de courant dans la partie amont du tube qui connecte la pompe au débitmètre permet de stabiliser l'écoulement avant le passage des fluides dans le débitmètre. Le redresseur de courant est constitué de deux plaques en PVC de dimension 300 x 200 x 10 mm assemblées à 90°. Les plaques sont ensuite profilées « à la manière d'une aile d'avion » afin de limiter les pertes de charge : bord arrondi dans la partie amont, amincissement progressif et bord acéré côté aval (fig. 33). Le croisillon ainsi matérialisé est fixé dans le tube avant montage (collé et vissé).

Assemblage des éléments en PVC, la méthode est la suivante :

- application du décapant spécial PVC sur les parties à mettre en contact,
- application d'une couche de colle spéciale PVC rigide sur ces parties,
- assemblage des éléments le plus rapidement possible, la colle prend en quelques secondes et la soudure est définitive.



*Figure 33 : le redresseur de courant qui a été placé dans la tuyauterie en sortie de pompe pour stabiliser l'écoulement. Photo de gauche : seul ; photo de droite : fixé dans le tube PVC.*

### **3.2.7. Mise en place de la pompe : surélévation, connexion avec la capacité.**

La pompe de type Flygt NT 200-250 pèse aux alentours de 600 kg (ensemble pompe - moteur - variateur). Lors de son fonctionnement, elle engendrera des vibrations ; il convient d'isoler la pompe afin d'éviter que ces vibrations ne se transmettent au travers de la dalle. De plus, pour que l'orifice d'admission de la pompe se positionne au niveau du piquage de la capacité, il est nécessaire de surélever la pompe d'environ 75 mm. Cette surélévation se fait par l'intermédiaire d'un « sandwich anti-vibratile » qui assurera en outre le découplage avec la dalle. Ce sandwich est constitué de haut en bas des éléments suivants (fig. 34) :

- un segment de poutrelle métallique en U en acier laminé à froid, 70 x 40 x 6 mm (largeur x hauteur x épaisseur de l'acier). La poutrelle est fixée au socle de la pompe par quatre boulons + écrous M16, une semelle anti-vibrations est disposée entre le socle et la poutrelle.
- une lamelle métallique de 8 mm d'épaisseur dont le but est de répartir les efforts sur le socle antivibratile sous-jacent.
- des socles antivibratiles posés au sol, trois sont disposés sous chaque poutrelle. Ils sont constitués de caoutchouc moulé dans un support en aluminium. Les dimensions des socles sont 125 x 125 mm, épaisseur 25 mm. Chaque socle admet une charge maximale de 100-200 kg.

Une fois mise en place, la pompe est connectée à la capacité par un manchon compensateur de marque Kléber, DN 200 (fig. 34). Celui-ci dispose de 2 contre-bridges tournantes PN10 pour la fixation, il est conçu pour absorber les vibrations engendrées par la pompe et les éventuels mouvements différentiels pompe-capacité (jusqu'à 15 mm en horizontal et/ou latéral). Pour prévenir les déplacements latéraux de la pompe sous l'effet des vibrations qu'engendre son fonctionnement, huit cales latérales sont également ancrées dans le sol, deux de chaque côté. Des lamelles de caoutchouc d'épaisseur 4 mm sont appliquées au niveau de la surface de contact entre les cales et la pompe, toujours pour empêcher les vibrations d'être transmises à la dalle en béton.



*Figure 34 :*  
*Photo du haut : la pompe avant connexion avec la cuve. A sa base, les socles antivibratiles et la poutrelle chargés de la surélévation de la pompe et de son découplage avec la dalle.*



*Photo du bas : la pompe est connectée à la cuve par l'intermédiaire d'un manchon compensateur.*

### 3.2.8. Réalisation des supports de la tuyauterie rigide.

L'ensemble « tube PVC - débitmètre - bocal relais » constitue un ensemble rigide d'environ 600 kg qui doit être maintenu à une hauteur d'environ 1,5 mètres. Cette surélévation est assurée par 4 supports métalliques (fig. 35). Chaque support est fabriqué de la manière suivante :

- une armature en poutrelle en acier laminé à froid de 50 mm de large est constituée par soudure.
- à sa base sont soudées des platines métalliques de 8 mm d'épaisseur.
- à son sommet est soudé un assemblage de 2 platines métalliques de 8 mm d'épaisseur qui permet de rectifier l'inclinaison et de régler la hauteur du support.
- le support est dégraissé puis enduit de peinture anti-rouille.

Chaque support est fixé au sol par l'intermédiaire de 6 goujons d'ancrage M12 (3 à chaque pied). Entre la base du support et la dalle en béton sont disposées des lamelles de caoutchouc anti-vibrations. La tuyauterie repose sur les supports et y est fixée par des colliers de maintien en inox.



*Figure 35 : vue d'ensemble de la tuyauterie rigide maintenue à environ 1,5 m du sol par 4 supports métalliques.*

**Support du débitmètre :** il s'agit du support qui sera le moins sollicité puisqu'il se contentera de supporter le poids du débitmètre (54 kg) et de la tuyauterie adjacente.

**Supports du bocal relais** : les 2 supports maintiendront les 300 kg du bocal et de son contenu.

**Support au niveau du coude** : ce support a fait l'objet d'un traitement particulier puisque les efforts s'exerçant au niveau d'un coude sont loin d'être négligeables. Ils peuvent être calculés de la manière suivante [Comolet & Bonnin, 1986] :

Sur la figure 36, considérons la surface de référence fermée ABCD et résumons l'équilibre des forces :

$$\vec{P} + \vec{R} + \vec{F}_2 + \vec{F}_1 = 0$$

avec  $\vec{P}$  = poids du fluide,  $\vec{R}$  = action des parois latérales BC et AD sur le fluide,  $\vec{F}_1$  et  $\vec{F}_2$  = action des forces de pression hydrostatiques sur les sections AB et CD.

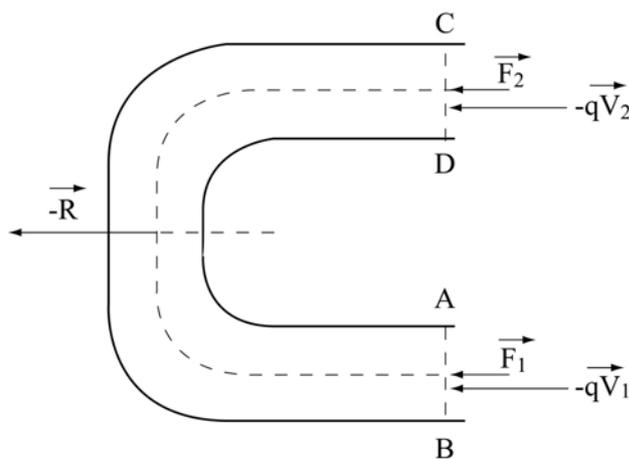


Figure 36 : représentation schématique des forces s'exerçant sur un coude. Adapté d'après Comolet et Bonnin [1986].

Les forces  $F_1$  et  $F_2$  sont égales en grandeur et on a :

$p$  = pression maximum dans le circuit = 1,3 bars =  $1,3 \cdot 10^5 \text{ N.m}^{-2}$  (pression maximum équivalent à la perte de charge maximum d'environ 13 mCE, voir § 3.1.6.1.3.).

$$S = \pi D^2 / 4 = (\pi / 4) \times 0,2^2 = 3,14 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2$$

$$F_1 = F_2 = pS = 4080 \text{ N}$$

En projection horizontale :  $-\vec{R} = \vec{F}_1 + \vec{F}_2 \Rightarrow R = 8160 \text{ N}$ . L'action du fluide sur le coude est égale à  $-\vec{R}$  et est dirigée vers l'extérieur du coude.

Si l'on tient compte des effets dynamiques du fluide, il faut introduire les débits de quantité de mouvement dans la première équation :

$$\vec{P} + \vec{R}' + \vec{F}_1 + \vec{F}_2 = \overrightarrow{qV_2} - \overrightarrow{qV_1}$$

$$\text{En projection horizontale : } -\vec{R}' = \vec{F}_1 + \vec{F}_2 + \overrightarrow{qV_1} - \overrightarrow{qV_2} = -\vec{R} + \overrightarrow{qV_1} - \overrightarrow{qV_2}$$

Les vecteurs  $\overrightarrow{qV_1}$  et  $-\overrightarrow{qV_2}$  ont respectivement les mêmes sens que  $\vec{F}_1$  et  $\vec{F}_2$ , ils sont égaux en grandeur de sorte que par raison de symétrie  $-\vec{R}'$  est encore porté par la bissectrice du coude et dirigé dans le même sens que précédemment, c'est-à-dire vers l'extérieur du coude. Les effets dynamiques se manifestent donc par une augmentation de la réaction égale à  $R' - R = 2qV_1$ .

$q = \rho q_v$  avec  $\rho =$  densité du fluide et  $q_v =$  débit du fluide. Dans notre cas, le débit maximal est égal à  $140 \text{ l.s}^{-1} = 140 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

$$q = 1000 \times 140 \cdot 10^{-3} = 140 \text{ kg.s}^{-1}$$

$$V_1 = V_2 = q_v/S = 140 \cdot 10^{-3}/3,14 \cdot 10^{-2} = 4,5 \text{ m.s}^{-1}$$

$$\Rightarrow R' = R + 2qV = 8160 + (2 \times 140 \times 4,5) = 9420 \text{ N}.$$

La poussée résultante qui s'exerce horizontalement vers l'extérieur du coude avoisine la tonne. La géométrie du support a été choisie en conséquence.

### **3.2.9. Mise en place de la tuyauterie rigide.**

Elle s'effectue de proche en proche. Sur la pompe fixe, le premier segment de tuyauterie est monté : un coude, un segment droit et le débitmètre avec son support. Au niveau de chaque connexion à bride (pompe - coude, tube - débitmètre), un joint plat en PEHD est disposé pour assurer l'étanchéité du circuit. Le deuxième segment est ensuite mis en place : la conduite droite, le coude à  $180^\circ$  et son support. Enfin, le bocal-relais est relié à

l'ensemble. En jouant sur les platines réglables, les éléments sont ajustés entre eux afin de limiter les contraintes qui s'exercent sur les éléments de liaison (brides). Une fois l'alignement réalisé et les brides sont vissées, chacune d'entre elles étant maintenue par 8 boulons-écrous M20.

### **3.2.10. Mise en place de la tuyauterie souple.**

Quatre tuyaux souples en PVC transparent armés en PVC de diamètre interne 80 mm et de longueur 5 mètres relient chacun des piquages du bocal-relais à un piquage d'injection tangentielle du canal circulaire. La pression au niveau des piquages du bocal-relais étant homogène (cf dimensionnement du bocal-relais § 3.1.3.), il est impératif que les quatre tuyaux soient de même longueur afin que les pertes de charge réparties sur chacun d'entre eux soient les mêmes. Ainsi, le débit d'injection sera similaire au niveau des quatre injections du canal et le dispositif sera symétrique. De même, il est nécessaire de limiter au maximum la courbure des tuyaux. Les tuyaux sont fixés sur les piquages par des colliers de serrage Serflex.

### **3.2.11. Préparation au remplissage, premier remplissage.**

Avant de remplir l'ensemble du dispositif, un certain nombre de vis de purge / vidange ont été rajoutées:

- au sommet du bocal-relais pour purger l'air présent dans sa partie haute au repos (vis inox M5).
- à la base du bocal-relais pour pouvoir vidanger la partie haute du circuit sans avoir besoin de vider complètement la cuve.
- à la base du canal circulaire : quatre trous de 10 mm diamétralement opposés bouchés par des boulons inox M10. L'étanchéité est assurée par des joints plats en caoutchouc. L'écrou se visse sous le canal et la découpe d'une fente à la base du pas de vis du boulon permet son maintien pendant le vissage ou le dévissage. Le serrage des boulons de vidange et leur retrait pour la vidange s'effectue par le dessous du canal.

### **3.2.12. Préparation du canal : mise en place des parements latéraux.**

La protection latérale du canal est constituée d'une plaque de PC disposée sur la paroi externe du canal sur une hauteur de 60 cm (il est peu probable que les galets passent au dessus des injections). La plaque en PC d'épaisseur 2 mm est souple et épouse la forme du canal. Elle sera soumise à l'érosion par les galets et sera changée lorsque nécessaire. Elle repose directement sur les hublots latéraux qui sont proéminents de 1 cm à l'intérieur du canal. Sur le reste du tour, le parement est maintenu à 1 cm de la paroi par des cales en PVC verticales de dimension 60 x 1 x 1 cm (fig. 37). Les cales sont fixées sur le canal par une ou deux vis tête fraisée - écrous M4 qui passent à travers l'inox, l'expérience montrant que le collage n'est pas suffisant. La plaque en PC transparent est fixée sur chaque cale par deux ou trois vis tête fraisée M4 de 1 cm de long, le filetage se taraudant automatiquement lorsque la vis M4 pénètre dans le trou de 3,5 mm ; les vis ne sont pas proéminentes dans le canal.

Au niveau des injections, la plaque en PC est découpée et collée directement à la paroi afin de ne pas trop perturber l'écoulement (fig. 37).



*Figure 37 : détail du système de fixation des parements sur la paroi externe du canal. Noter la découpe au niveau de l'injection.*

### **3.2.13. Mise en place du tamis.**

Un grand tamis carré de 1,5 x 1,5 mètres et de maille 0,5 mm a été fabriqué afin de filtrer l'eau en sortie du canal. Il est disposé entre le canal et la cuve et est suspendu à la charpente par 4 boulons – écrous M10. Sa profondeur étant de 12 cm, son poids maximum (s'il se bouche et se remplit d'eau) est de 300 kg. Des fragments de bâche sont fixés au niveau des coins qui dépassent à l'extérieur de la cuve afin de ramener l'eau dans la cuve. Des morceaux de bâche supplémentaire joignent le tamis et la cuve, ce qui isole cette dernière du milieu extérieur et prévient l'introduction de corps étrangers : tout ce qui arrive dans la cuve transite par le tamis.

### **3.2.14. Préparation du canal : les derniers détails.**

Les dernières opérations auxquelles il a été procédé sont les suivantes :

- connexion électrique de tous les éléments. De plus, le variateur et le débitmètre ont été connectés afin de permettre à ce dernier de piloter le dispositif. Ainsi, il suffit d'insérer dans le programme du variateur la valeur du débit souhaité pour que celui-ci choisisse la fréquence adéquate en fonction des informations que le débitmètre lui transmet.
- connexion de dispositifs de sécurité : un thermostat apposé sur l'un des quatre piquages de sortie du bocal-relais qui arrêtera le dispositif si la température de l'eau devient excessive (40° C) et un contrôleur de niveau à flotteur placé dans la cuve qui arrêtera le dispositif si le niveau d'eau devient insuffisant.
- lignage de l'arbre moteur-pompe.
- réalisation du système de fixation des parements basaux : il consiste en une vingtaine de vis M4 dépassant verticalement du fond du canal. Les parements sont décrits ultérieurement.
- mise en place d'une jupe fixée sur la lame de renfort du cylindre interne du canal. Elle est constituée d'une bâche qui est coincée entre la virole et quatre baguettes courbées de PVC, chacune de ces baguettes étant fixée par deux boulons – écrous M4. De la colle néoprène est également appliquée en renfort entre la bâche et l'inox de la virole. La jupe permettra à l'eau de descendre dans la cuve via le tamis sans éclaboussure.

### **3.2.15. Mise en route du dispositif, premiers essais.**

Malgré l'absence de parements basaux, une première série d'essais a été réalisée. Les essais ont consisté en 3 expériences :

- expérience 1 : démarrage de la pompe en mode automatique, débit maintenu à 250 m<sup>3</sup>/h pendant 25 minutes puis décélération. Cette première expérience a permis de contrôler la bonne stabilité de l'ensemble du dispositif lors de la montée en puissance.
- expérience 2 : démarrage de la pompe en mode manuel, montée du débit par tranches de 36 m<sup>3</sup>/h, mesure des dimensions du vortex et contrôle de sa stabilité aux différents débits.
- expérience 3 : test longue durée : démarrage de la pompe en mode automatique, débit maintenu à 250 m<sup>3</sup>/h pendant 7h30 puis décélération.

Excepté quelques fuites à résorber, aucun problème majeur n'est survenu. L'écoulement semble être similaire à celui de la maquette et le vortex présente une bonne stabilité. De plus, le test longue durée a montré que les échanges calorifiques entre les fluides et les milieux en contact (matériaux du dispositif et atmosphère) sont suffisants pour empêcher la température des fluides de croître de manière significative, une partie de l'énergie transmise par la pompe l'étant sous forme de chaleur. Il n'est donc pas nécessaire de se préoccuper du refroidissement des fluides, contrairement à ce que nous avons envisagé au paragraphe 3.1.4.

### **3.2.16. Réalisation et pose des parements basaux.**

Dans un premier temps, nous avons décidé de nous intéresser à l'érosion des galets entre eux. Pour nous affranchir de l'érosion causée par les impacts des galets sur le substrat, il a donc été nécessaire de constituer un fond non-abrasif possédant néanmoins une certaine rugosité.

Des plaques en PEHD d'épaisseur 10 mm ont été découpées pour servir de support au matériau non-abrasif qui allait être choisi. Un fond de diamètre interne 910 et de diamètre externe 1485 a été constitué, divisé en quatre quarts pour être plus facilement manipulable. Pour le quart correspondant au parement surplombant le hublot basal, c'est de la plaque PVC de 3 mm d'épaisseur qui a été utilisée pour absorber la marche de 10 mm matérialisée par ces hublots sur le fond. Des trous ont été percés dans les plaques pour leur permettre de s'enchâsser puis d'être boulonnées sur les vis M4 dépassant du fond.

Concernant le choix du revêtement à appliquer sur les plaques en PEHD, le matériau semblant le mieux répondre à nos exigences était le caoutchouc. Nous nous sommes procuré des pneus usagés qu'il a fallu mettre en forme. Cette dernière phase a consisté à isoler les bandes de roulement et à ensuite les découper pour les ajuster à la forme des plaques et donc du canal. Les bandes ainsi constituées ont ensuite été vissées avec des vis inox sur les plaques en PEHD en un nombre de points suffisant pour assurer une bonne résistance aux parements. L'existence d'une structure métallique à l'intérieur de la bande de roulements des pneus permet un excellent couplage par vissage entre les pneus et les plaques en PEHD. Les parements ainsi réalisés (fig. 38) ont alors pu être disposés au fond du canal.

Dans l'optique d'expériences futures et dans le but de tester l'influence de la rugosité du fond sur les modalités de transport et d'abrasion des sédiments, un fond non-abrasif à forte rugosité a été réalisé en collant des demi-balles en plastique souple d'environ 6 cm de diamètre sur une deuxième série de supports en PEHD (fig. 38). Aucune expérience n'a encore été effectuée avec ces nouveaux parements basaux.



*Figure 38 : les parements basaux. En haut, fond en pneu ; en bas, fond à forte rugosité. A gauche, les parements assemblés (diamètre externe = environ 1,5 m) ; à droite, détail.*

Janvier 2003 (fig. 39) : le dispositif expérimental est prêt à fonctionner...



*Figure 39 : vue d'ensemble du dispositif expérimental.*

## **4. Simulation de l'abrasion.**

### **4.1. Configuration du dispositif.**

Dans un premier temps, nous avons choisi de nous intéresser à l'abrasion des galets entre eux. Pour cela, un fond non abrasif a été constitué par l'assemblage de bandes de pneu sur des plaques fixées au fond du canal (cf. § 3.2.16.). La rugosité du fond ainsi constituée est inférieure à 5 mm. L'érosion produite pendant les expériences est causée exclusivement par les chocs des particules entre elles. Les produits de l'érosion récupérés à la fin de chaque expérience (procédure détaillée § 4.3.5.) ne sont de ce fait pas perturbés par les fragments qui proviendraient du fond s'il était rocheux. Les taux d'érosion sont inférieurs à ceux que l'on obtiendrait avec un fond rocheux : l'abrasion des particules roulant sur le fond est causée par les chocs avec les particules voisines et par les particules en saltation qui peuvent les impacter durant leur phase de chute ; l'abrasion des particules en saltation se produit lorsque celles-ci impactent des particules se déplaçant sur le fond ou même entre elles quand la quantité de sédiments est importante. Les taux d'abrasion sont donc dépendants du degré de couverture du fond, c'est-à-dire de la quantité de sédiment introduite dans le dispositif. Cette quantité constitue l'une des variables qui seront testées au cours des expériences.

Le dispositif choisi ne permet pas d'étudier l'abrasion au cours d'un choc élémentaire mais plutôt la résultante de l'ensemble des chocs et frictions qu'ont subi les galets au cours du transport. Cette abrasion « moyenne » est facilement mesurable par une simple méthode de double pesée des galets avant et après expérience, une pesée directe des produits de l'abrasion pouvant être réalisée en complément.

Par ailleurs, pour se ramener à un taux d'abrasion des galets par unité de distance, il est nécessaire de déterminer la distance qu'ils ont parcourue au cours d'une expérience. Celle-ci est égale à leur vitesse moyenne multipliée par la durée de l'expérience. Il est donc primordial de bien mesurer la vitesse et la trajectoire des galets.

Au cours des expériences, les principales variables que nous voulons tester sont : la taille des galets, la quantité de sédiment et la vitesse des galets et des fluides. Pour définir la dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la taille des particules, nous utilisons du matériel calibré. Les galets sont triés à l'aide de tamis à maille carrée de 1, 2, 4, 6 et 8 centimètres, ce qui permet la définition de quatre classes (fig. 40).

Le matériel que nous avons choisi d'utiliser pour les expériences d'abrasion est constitué de galets de calcaire que nous avons prélevé sur le Grand Buëch (Hautes-Alpes). Ce matériel présente l'avantage d'être globalement homogène, relativement émoussé et peu altéré. Le calcaire est massif et sa faible dureté permet d'obtenir rapidement des quantités d'abrasion conséquentes. Les raisons de ce choix et la description du matériel prélevé sont détaillées en section 4.3.1.

Toujours dans l'optique d'appréhender l'ensemble des paramètres contrôlant l'abrasion, il est indispensable de mesurer les vitesses des fluides, voire de calibrer un modèle hydrodynamique dans le cas où la mesure directe n'est possible. De surcroît, pour que les conditions hydrodynamiques expérimentales puissent être reliées à des conditions naturelles équivalentes, le champ de vitesse des fluides dans le canal, en particulier son profil vertical, doit être déterminé. Les grandes lignes de la description de l'écoulement dans le canal ont été décrites dans la section 2.2.1. Un certain nombre de mesures plus spécifiques ont été menées sur le dispositif final et sont détaillées dans les sections suivantes.



*Figure 40 : les quatre classes granulométriques utilisées au cours des expériences.*

## **4.2. Les variables et leur mesure.**

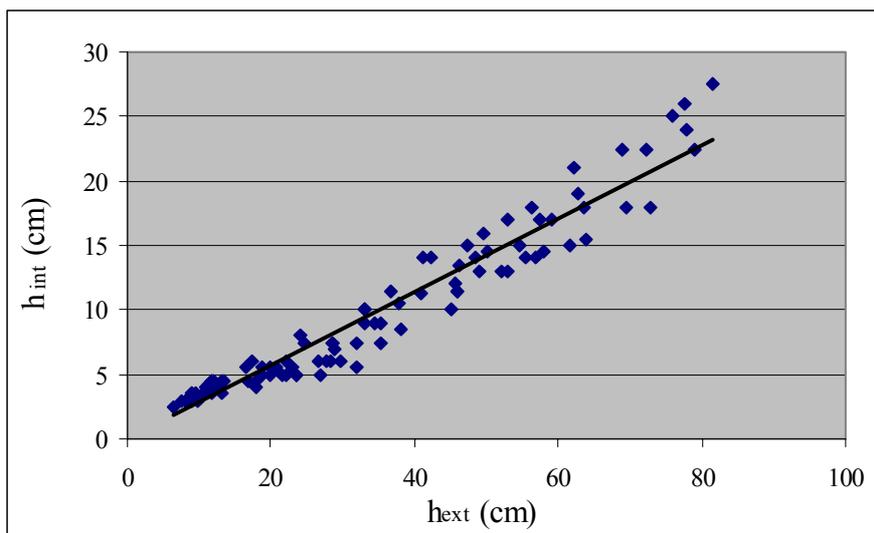
### **4.2.1. Les variables hydrodynamiques.**

Dans une première partie, les mesures brutes sont présentées : mesure des dimensions du vortex en vue de déterminer la vitesse moyenne des fluides et réalisation de profils de vitesse dans le canal à l'aide d'un tube de Pitot. Dans une seconde partie, les modèles physiques d'écoulement dans le canal sont développés et comparés aux données.

#### 4.2.1.1. Les mesures effectuées.

##### 4.2.1.1.1. Mesure des dimensions du vortex.

Pour chaque expérience, le débit en sortie de pompe et les dimensions du vortex dans le canal ont été systématiquement mesurés. Le débit permet de déterminer la vitesse d'injection des fluides dans le canal. La différence d'altitude entre la base et le sommet du vortex permet quant à elle de déterminer la vitesse moyenne des fluides à travers une section du canal. Ce principe a été détaillé au paragraphe 2.2.1. concernant l'exploitation de la maquette. Cependant, la hauteur  $\Delta Z$  du vortex dans la maquette avait été assimilée à la différence d'altitude entre le sommet du vortex et le sommet du bord interne du canal où l'eau se déverse ; en résulte une surestimation de la hauteur  $\Delta Z$  et donc de la vitesse, la hauteur de la lame d'eau au niveau du bord interne étant négligée. Dans le canal à l'échelle 1, nous avons tenu compte de cette lame d'eau dont la hauteur est fonction de l'altitude du sommet du vortex, c'est-à-dire de la pente de la surface de l'écoulement (fig. 41). Les mesures effectuées au cours des différentes expériences indiquent une relation approximativement linéaire entre la hauteur de la lame d'eau au dessus du bord interne ( $h_{int}$ ) et la différence de hauteur entre le sommet du bord interne du canal et le sommet du vortex ( $h_{ext}$ ) :  $h_{int} = 0,28 h_{ext}$ .



*Figure 41 : relation entre les hauteurs  $h_{int}$  et  $h_{ext}$  mesurées expérimentalement.*

Les vitesses moyennes des fluides dans le canal ainsi déterminées sont présentées en fonction de la vitesse d'injection en figure 42. La relation est globalement linéaire mais la pente dépend de la quantité de sédiment introduite dans le canal et de sa granulométrie. Si

l'on prend pour référence la courbe caractérisant le canal nu, on constate que la pente diminue lorsque l'on augmente la quantité et/ou la granulométrie des sédiments. Cette tendance est liée à l'augmentation de la rugosité du fond consécutive à l'ajout des sédiments.

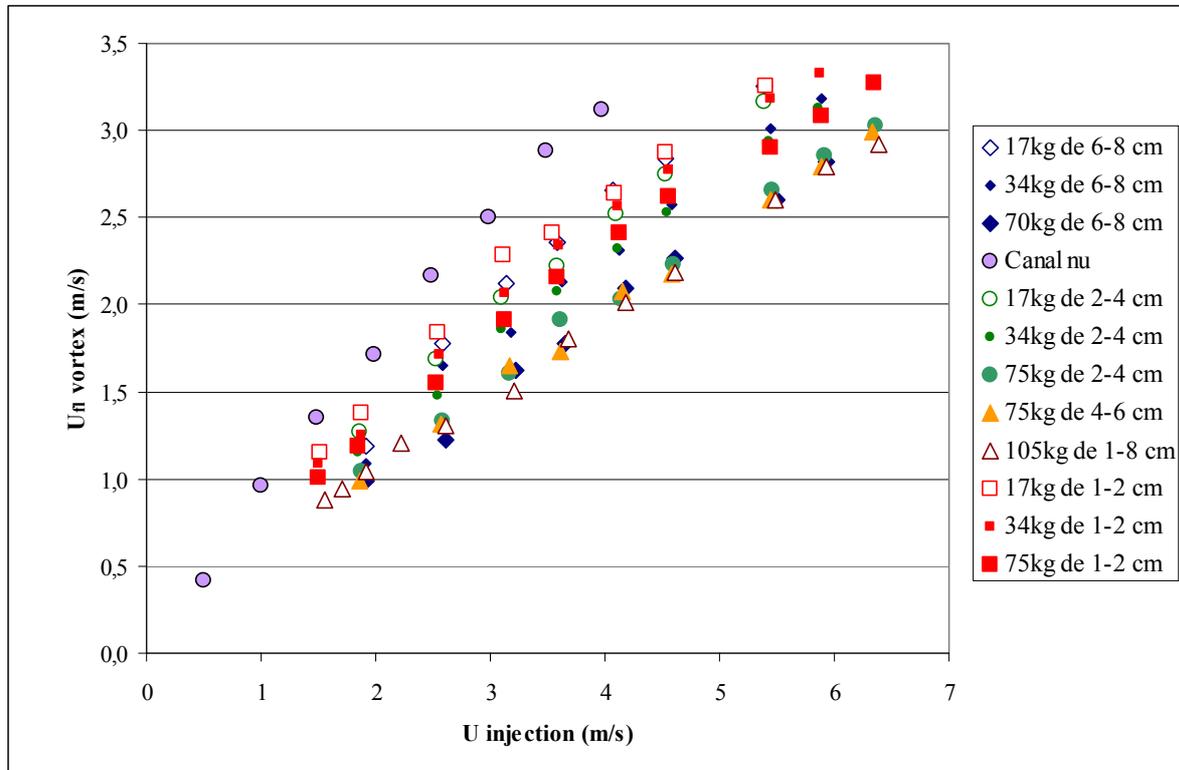


Figure 42 : relation entre la vitesse d'injection et la vitesse moyenne des fluides dans le canal en fonction de la quantité et de la granulométrie des sédiments introduits.

#### 4.2.1.1.2. Mesure du champ de vitesse des fluides dans le canal.

Une caractérisation plus fine de l'écoulement a été réalisée pour une série d'expériences pendant lesquelles des profils de vitesse ont été effectués à l'aide d'un tube de Pitot. Le principe du tube de Pitot est présenté en fig. 43. Dans la partie basale profilée du tube, des orifices sont percés. L'orifice frontal est connecté à un premier tuyau, les orifices latéraux à un second. Les deux tuyaux sont connectés entre eux et ils forment une boucle qui est maintenue en l'air. Le tube de Pitot est rempli d'eau excepté dans la partie sommitale de la boucle où une bulle d'air est préservée. La partie basale est placée dans le courant parallèlement à celui-ci.

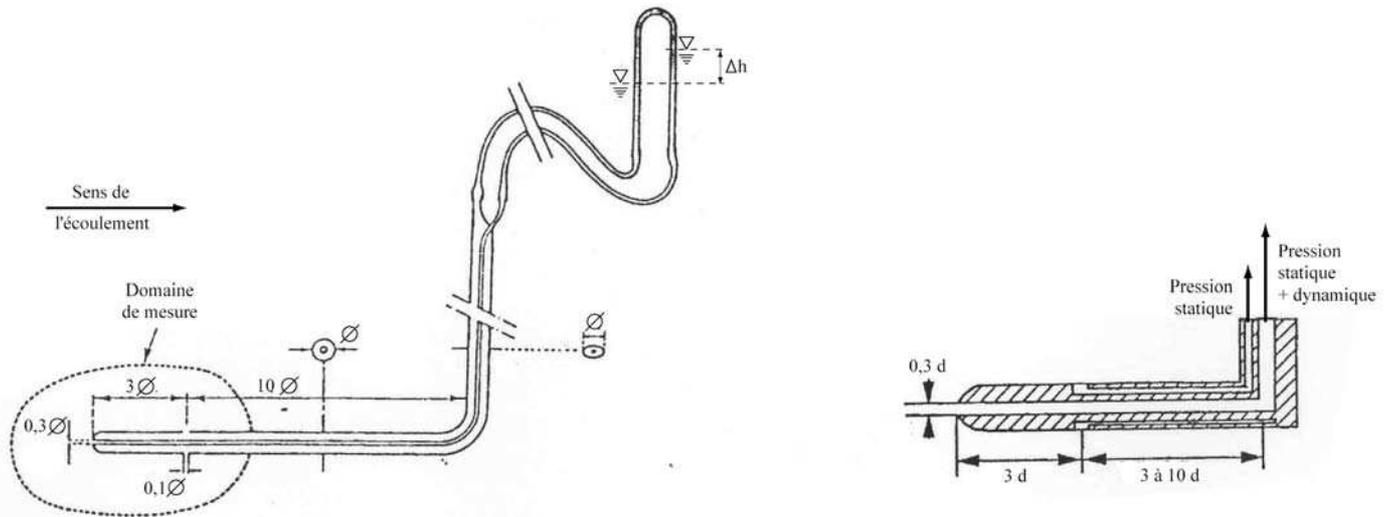


Figure 43 : principe de fonctionnement du tube de Pitot. Document extrait du site <http://isnab.free.fr/iaa/> et modifié.

La charge s'exerçant en un point donné du fluide est donnée par le théorème de Bernoulli :

$$H = \frac{p^*}{\rho g} + \frac{v^2}{2g}$$

avec  $H$  = charge totale (en mCE),  $p^*$  = pression totale =  $p_0 + \rho gh$  (en Pa),  $p_0$  = pression s'exerçant sur la surface libre du fluide (dans notre cas,  $p_0$  = pression atmosphérique),  $h$  = hauteur de la colonne d'eau sus-jacente (en m) et  $v$  = vitesse du fluide (en m/s). Le premier terme est un terme statique (hauteur piézométrique), le second est un terme dynamique.

Au repos, les fluides présents dans tous les orifices sont soumis à la même charge, c'est-à-dire à la charge statique liée à la hauteur d'eau : l'altitude du niveau d'eau dans les deux tuyaux est la même. Lorsque le fluide est en mouvement, le terme dynamique s'ajoute au terme statique au niveau de l'orifice frontal alors que la charge reste égale au terme statique au niveau des orifices latéraux où la vitesse est nulle. Ainsi, du fait de la différence de charge, le niveau d'eau s'élève dans le tuyau connecté à l'orifice frontal et s'abaisse dans le second tuyau, le volume de la bulle d'air restant constant. La différence de hauteur entre les niveaux d'eau dans les deux tuyaux est égal au terme dynamique  $v^2/2g$ . La vitesse des fluides peut donc être déterminée directement. Pour nous assurer de la validité des mesures, des mesures au micro-moulinet ont également été effectuées. Les résultats obtenus par les deux méthodes sont quasiment similaires.

Les dimensions réduites de la partie « efficace » de l'instrument (diamètre de la tubulure = 5 mm, diamètre des orifices infra millimétrique) permettent de réaliser des mesures ponctuelles. Ainsi, des profils de vitesse ont pu être effectués pour une série d'expériences. La procédure est la suivante : une dizaine de centimètres en amont de l'une des injections du canal, trois profils verticaux sont réalisés : un profil à 5 cm de la paroi interne, un profil au centre du canal et un profil à 5 cm de la paroi externe. Les points de mesure sont espacés de quelques millimètres (dans la couche limite basale où les variations de vitesse sont rapides dans l'espace) à une dizaine de centimètres (dans la partie haute où la vitesse est censée varier plus progressivement). Le principal inconvénient de la méthode est qu'elle ne permet pas de faire de mesures au fond du canal lorsque les galets sont en mouvement, ceux-ci pouvant endommager l'appareil. La liste des expériences réalisées est présentée dans le tableau suivant :

$u_{inj}$ (m/s)	$U$ (m/s)	$U_{pitot}$ (m/s)	$P_s$ (kg)	$D$ (cm)	Remarques
2,1	1,5	1,5	0		Fond = pneus
2,5	2,1	1,7	0		Fond = pneus
3,5	2,5	2,2	0		Fond = pneus
2,2	1,1	1,0	69	6-8	Galets immobiles
4,2	2,2	2,1	69	6-8	Galets mobiles, pas de mesure à moins de 25 cm du fond
1,5	1,0	0,9	30	1-2	Galets immobiles
3,5	2,3	1,8	30	1-2	Galets mobiles, pas de mesure à moins de 15 cm du fond
4,8	2,9	2,9	30	1-2	Galets mobiles, pas de mesure à moins de 40 cm du fond

$u_{inj}$  = vitesse des fluides injectés dans le canal,  $U$  = vitesse moyenne des fluides à travers une section du canal déduite de la taille du vortex,  $U_{pitot}$  = vitesse moyennée à partir des mesures au tube de Pitot,  $P_s$  = masse de sédiments,  $D$  = diamètre des galets.

Deux tendances bien distinctes sont constatées, illustrées par les figures 44 et 45. La dimension de la rugosité joue manifestement un rôle très important : pour les expériences à rugosité basale faible (fond en pneu), la vitesse des fluides est relativement constante sur toute la largeur du canal. Verticalement, une couche limite centimétrique se développe à la base de la colonne d'eau. Si l'on considère maintenant les expériences à rugosité significative (présence de galets), on note qu'un gradient de vitesse radial apparaît avec des vitesses des fluides qui augmentent très nettement vers l'extérieur du canal. La vitesse peut être multipliée d'un facteur 3 entre le bord interne et le bord externe. Verticalement, l'épaisseur de la couche limite augmente avec la taille des galets et donc avec la rugosité.

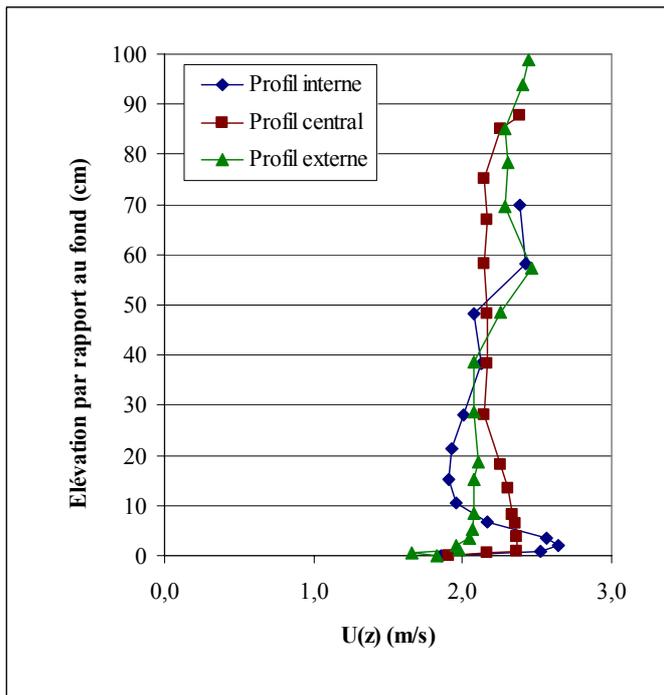


Figure 44 : profils de vitesse pour l'expérience avec le fond en pneu et une vitesse d'injection de 3,5 m/s. En abscisse, la vitesse ponctuelle des fluides  $U(z)$ .

La vitesse moyenne des fluides déduite de la mesure du vortex est égale à 2,5 m/s.

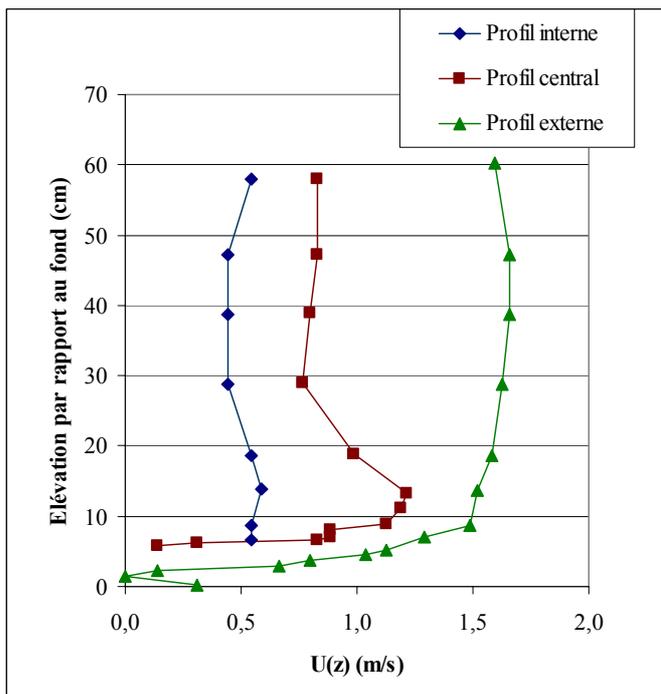


Figure 45 : profils de vitesse pour l'expérience avec 69 kg de galets de la fraction 6-8 cm et une vitesse d'injection de 2,2 m/s. En abscisse, la vitesse ponctuelle des fluides  $U(z)$ .

La vitesse moyenne des fluides déduite de la mesure du vortex est égale à 1,1 m/s.

Enfin, soulignons la bonne cohérence généralisée entre la vitesse moyenne des fluides déduite des dimensions du vortex et les vitesses mesurées à l'aide du tube de Pitot (fig. 46).

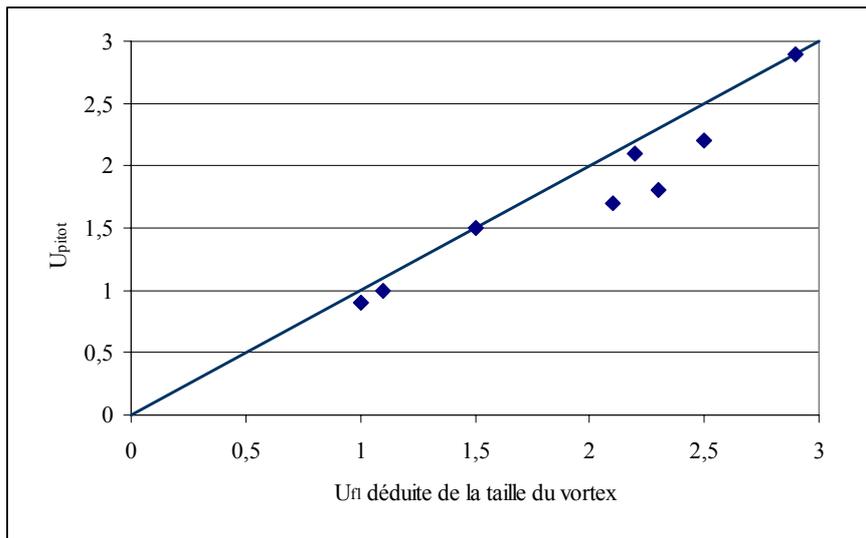


Figure 46 :  
relation entre les  
vitesses moyennes  
des fluides  
déduites de la  
taille du vortex et  
mesurées au tube  
de Pitot.

#### 4.2.1.2. Modèles d'écoulement des fluides dans le canal.

##### 4.2.1.2.1. Définition de la hauteur de la lame d'eau débordant au niveau de la bordure interne.

Le modèle décrit ici est un modèle simple réalisé dans le but d'affiner la relation entre la hauteur d'eau externe  $h_{ext}$  et la hauteur d'eau interne  $h_{int}$  et de prédire  $h_{int}$  à partir de la vitesse d'injection  $U_{inj}$  et des caractéristiques des sédiments introduits.

La surface du fluide en rotation est définie par  $S_r = \frac{\int_b^h U(z)^2 dz}{gr}$  avec  $U(z)$  = vitesse

locale des fluides,  $r$  = rayon de courbure et  $h$  = hauteur d'eau [Chang, 1988]. Si les vitesses sont uniformes suivant un profil vertical, alors les isobares sont parallèles à la surface, c'est-à-dire pentées vers le centre de courbure (fig. 47).

Décomposons le champ de vitesse du fluide comme un champ de vitesse tangentielle  $U$  et de vitesses radiales  $u_r(r)$ . On suppose une zone de vitesse tangentielle uniforme au voisinage du rayon intérieur (ce qui est vrai même pour l'ensemble du canal quand le fond du canal est nu) ; on peut donc appliquer le théorème de Bernouilli en mouvement relatif :

$$gz + \frac{1}{2}(u_r(r)^2 - U^2) + \frac{p}{\rho} = cste .$$

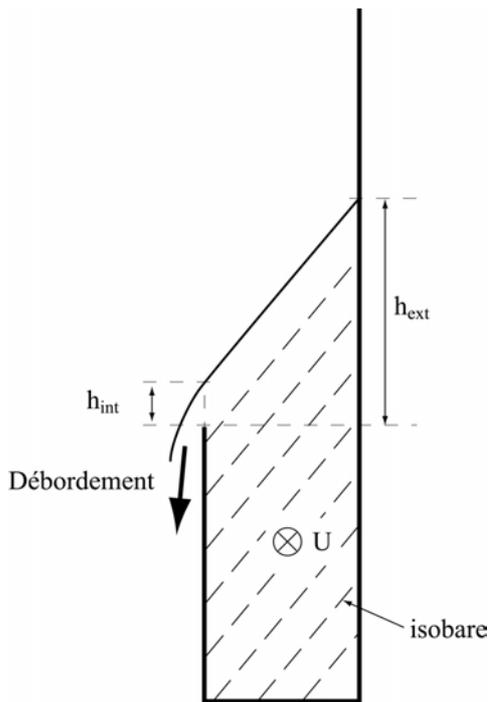


Figure 47 : coupe transversale du canal montrant la répartition des isobares en l'absence de gradient vertical de vitesse.

U étant supposée uniforme au centre du canal comme au niveau du bord interne, c'est à dire du déversoir, il en ressort que la vitesse tangentielle vis-à-vis de la hauteur interne de la lame d'eau est neutre et que le terme radial est régi par le même type d'équation que celle d'un déversoir :  $q = m\sqrt{2g}.h^{3/2}$

avec  $q$  = débit par unité de largeur, soit ici  $Q = 2\pi r_i m$ ,  $m = 0,3$  à  $0,5$  pour un écoulement dénoyé,  $h$  = hauteur de la lame d'eau débordant et  $r_i$  = rayon de courbure interne du canal. Dans notre cas, on obtient ainsi

$$h_{\text{int}} = \left( \frac{Q}{2\pi r_i m \sqrt{2g}} \right)^{2/3} .$$

La géométrie du dispositif étant légèrement différente du cas classique (bassin supérieur de taille réduite et non infinie, géométrie circulaire, fluide en rotation,...), nous nous permettons de jouer sur le coefficient  $m$  pour l'ajuster à partir de nos valeurs. Les résultats présentés ci après ont été obtenus pour une valeur de  $m$  de 0,31.

De surcroît la géométrie est rendue plus complexe par la forme en « L » de la bordure de la virole interne (fig. 48). Pour simplifier et nous affranchir d'un calcul prenant en compte cette géométrie complexe, le calcul est effectué pour les deux rebords comme s'ils s'ignoraient l'un l'autre ; la valeur maximum des deux hauteurs est alors prise en compte.

Notre observable étant la hauteur au dessus du bord interne, il faut nous ramener pour la deuxième lame à la hauteur 5 cm vers l'extérieur (c'est à dire tenir compte de la pente de la surface), soit :

$$h_{\text{int}1} = \left( \frac{Q}{2\pi r_i m \sqrt{2g}} \right)^{2/3} \quad \text{et} \quad h_{\text{int}2} = \left( \frac{Q}{2\pi (r_i - 0,05) m \sqrt{2g}} \right)^{2/3} + 0,05 \frac{U_{\text{int}}^2}{g r_i}$$

avec  $U_{\text{int}}$  = vitesse des fluides en bordure interne du canal. Lorsque  $U_{\text{int}}$  n'est pas connue (mesure Pitot), nous utilisons la vitesse moyenne des fluides dans le canal.

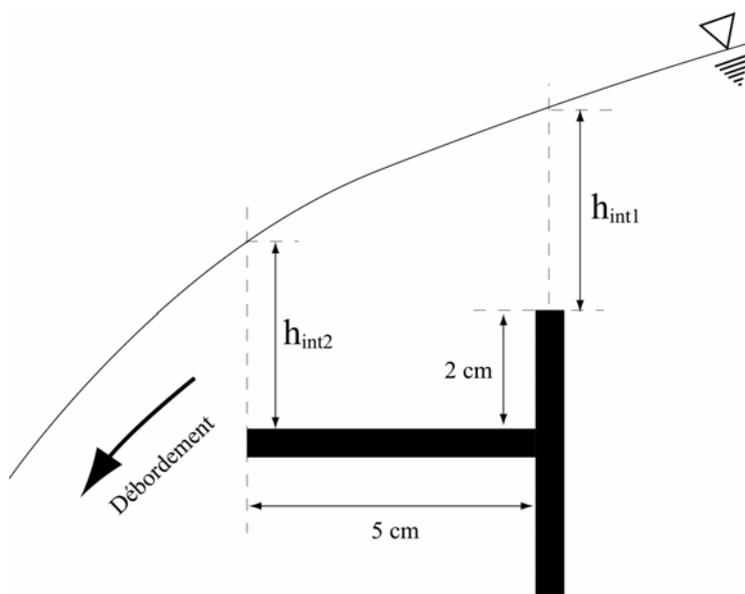


Figure 48 : perturbation de l'écoulement au niveau du débordement du fait de la forme en « L » du sommet de la virole interne.

Pour le canal nu, le modèle reproduit assez bien les données (fig. 49). En revanche, l'accord est nettement moins bon dès que l'on considère les expériences avec des galets (fig. 50). Les raisons de cette divergence sont multiples :

- la loi utilisée est une loi simple qui ne prend pas en compte les pertes de charges dues au frottement, la vitesse radiale initiale non nulle mais surtout le différentiel de vitesse entre l'extérieur et l'intérieur du canal qui apparaît dès que l'on introduit des sédiments dans le canal (voir § 4.2.1.1.2.). Ainsi, l'utilisation de la pente interne à la place de la pente moyenne de la surface améliore la correspondance entre le modèle et les données de manière significative (fig. 50). Ce phénomène invalide donc le calcul qui permettait de se ramener à un cas classique de déversoir.

- la hauteur intérieure pour certains régimes bas et médians est sous-estimée au niveau du point de mesure (elle est maximale entre des angles de  $200^\circ$  à  $300^\circ$  dans le sens horaire à partir du point considéré) du fait d'une probable légère dissymétrie du système.

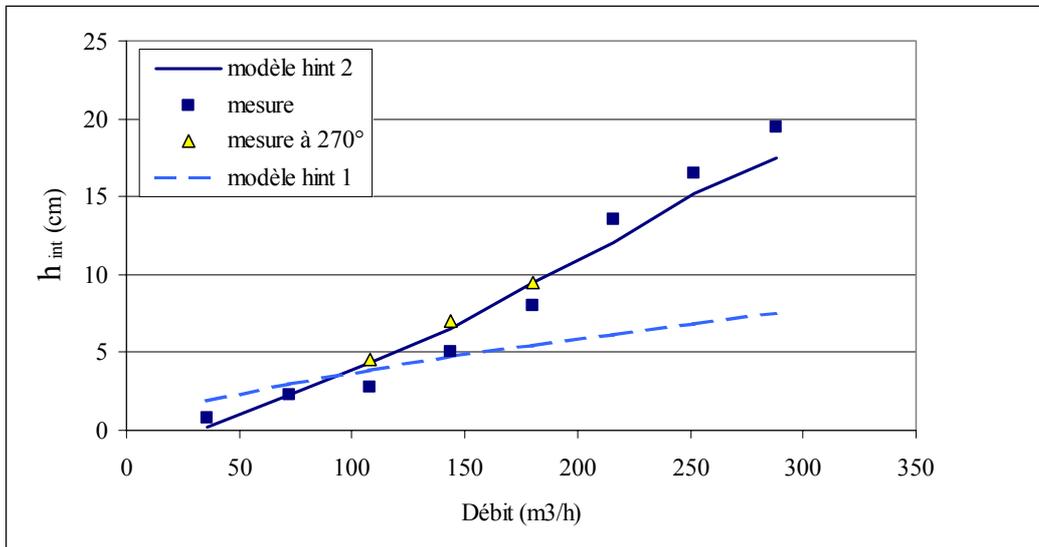


Figure 49 : comparaison de la hauteur de la lame d'eau débordant mesurée avec la hauteur prédite par le modèle pour le canal nu.

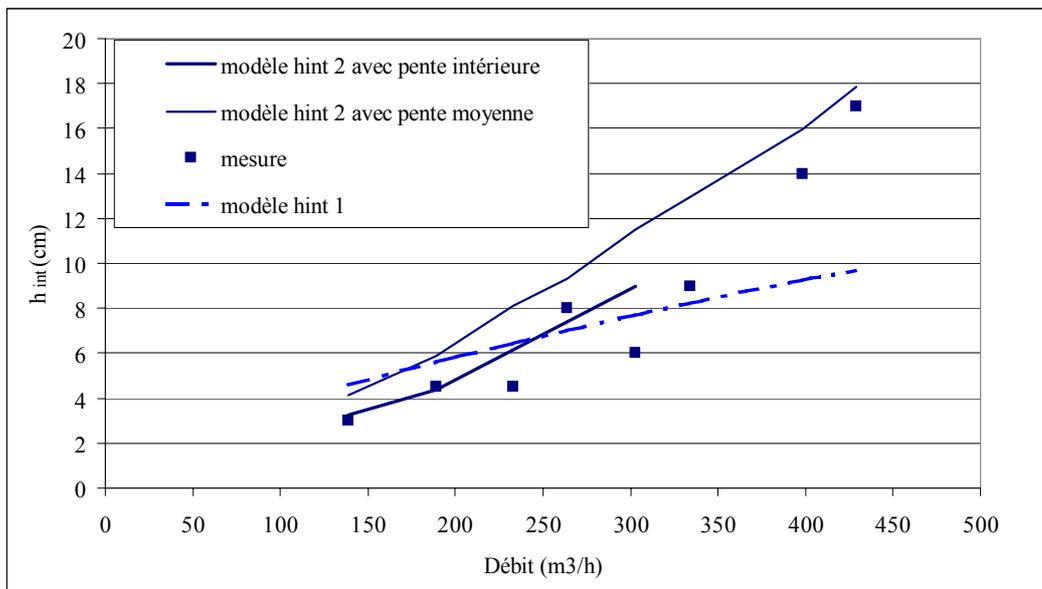


Figure 50 : comparaison de la hauteur de la lame d'eau débordant mesurée avec la hauteur prédite par le modèle pour un canal rempli de sédiments ; exemple : 70 kg de galets de la fraction 6-8 cm.

En ce qui concerne la relation entre  $h_{int}$  et  $h_{ext}$ , notons que le modèle avec le canal nu donne une équation similaire à celle obtenue à partir de la régression linéaire réalisée sur l'ensemble des données expérimentales (fig. 41). En revanche, ce modèle simplifié est insuffisant pour reproduire la hauteur d'eau interne pour l'ensemble des expériences. Nous nous en tiendrons donc à cette relation linéaire approximative :  $h_{int} = 0,28 h_{ext}$ , soit  $\Delta Z = 0,72 h_{ext}$ .

#### 4.2.1.2.2. Modèle de vitesse à l'intérieur du canal.

Appliquons le théorème d'Euler pour le moment cinétique : « la somme des moments des actions extérieures est égale à la dérivée du moment cinétique, ou encore à la somme de la dérivée temporelle de la dérivée partielle contenue dans le domaine fluide défini (ici égale à zéro en régime permanent) et au flux de quantité de mouvement sortant du domaine ».

Dans un premier temps on définit comme domaine le fluide contenu dans le canal circulaire. Les forces qui s'exercent sur ce domaine et qui ont un moment non nul (comme les forces de pression, la gravité, les forces de réactions radiales ...) sont les frottements sur les parois latérales et basales, d'où :

$$\rho Q U_{int} r_i - \rho Q U_{inj} r_e = -\tau_i \cdot (0,6) \cdot 2\pi \cdot r_i^2 - \tau_e \cdot (h_{vi} + h_{int} + \Delta z) \cdot 2\pi \cdot r_e^2 - \int \tau_b 2\pi \cdot r^2 \cdot dr$$

avec  $U_{inj}$  la vitesse d'injection,  $h_{vi}$  la hauteur de la virole interne du canal,  $\tau_i$ ,  $\tau_e$  et  $\tau_b$  les contraintes cisailantes latérales intérieures, extérieures, et basales, telles que  $\tau = (f/8) \cdot \rho U^2$ , et  $f$  le paramètre de friction de Darcy - Weissbach (pour un tube cylindrique  $f = \lambda$  avec  $\lambda$  la résistivité du tube).

Si l'on suppose un écoulement uniforme,  $U_{int}=U$ . Pour  $f_i$ ,  $f_e$  (à priori égaux) et  $f_b$  fixés, on se retrouve alors avec une équation du 4<sup>ème</sup> degré, ou en première approximation (c'est à dire si l'on omet la dépendance de  $\Delta z$  vis-à-vis de  $U$ ) avec une équation du second degré en  $U$ . La résolution de cette équation est effectuée de manière itérative en recalculant à chaque étape  $\Delta z(U)$ .

Dans le canal, le nombre de Reynolds vaut entre  $0,5 \cdot 10^6$  et  $3 \cdot 10^6$ . Pour l'acier, la rugosité est de l'ordre de 0,1 mm, le rapport  $D_h/\epsilon$  est donc de l'ordre de 3000 ( $D_h$  = diamètre hydraulique) ; pour le pneu la rugosité équivalente est de l'ordre de 2 à 5 mm, d'où un rapport  $D_h/\epsilon$  de l'ordre de 100-200. D'après les abaques de Nikuradse ou Colebrook, on obtient des

valeurs de la résistivité  $\lambda$  de 0,015-0,02 et 0,04 pour les parois latérales et le fond respectivement.

En appliquant ce qui précède au cas du canal nu pour lequel les vitesses sont à peu près uniforme, on arrive à reproduire les données avec des valeurs réalistes des coefficients  $f$ , soit  $f_i = f_e = 0,015$  et  $f_b = 0,04$  (fig. 51).

En revanche, il faut des valeurs comprises entre 0,15 et 0,4 pour  $f_b$  si l'on veut reproduire les vitesses avec des galets, alors qu'habituellement ce coefficient dépasse rarement 0,1 pour les fortes frictions en rivière [Chang, 1988] (fig. 51) ; nous reviendrons sur ce point dans la section suivante.

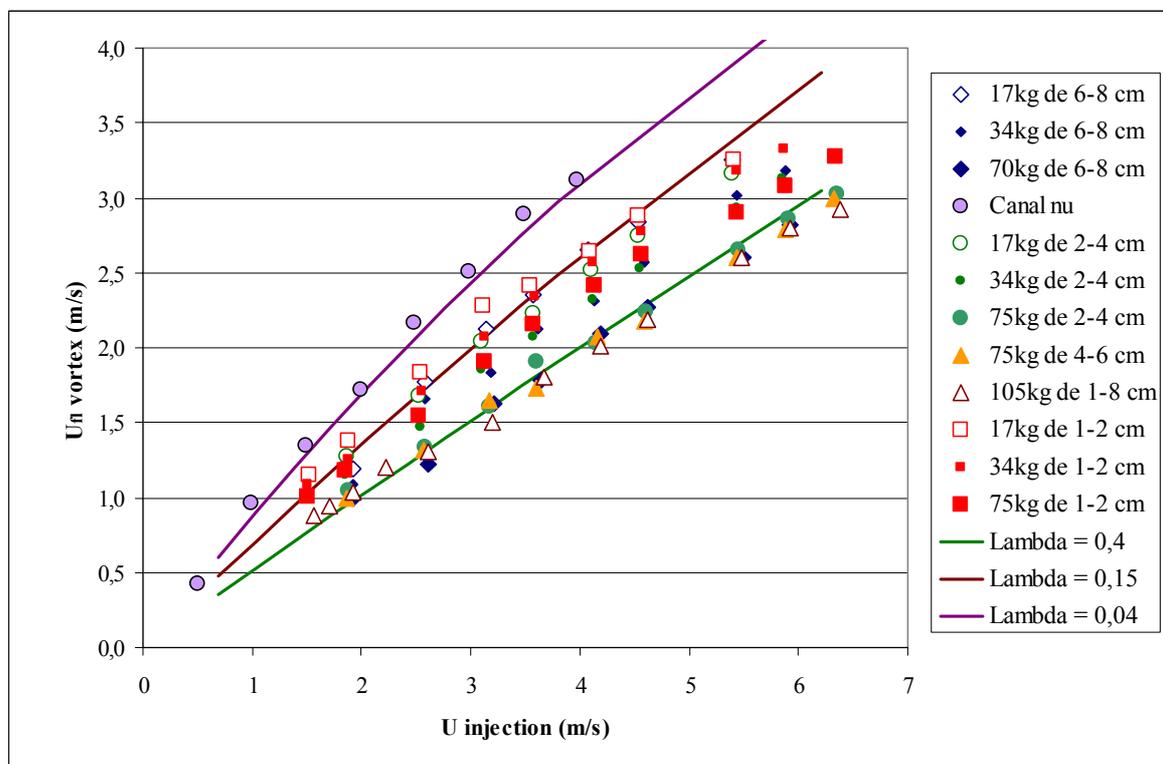


Figure 51 : relation entre la vitesse d'injection et la vitesse moyenne des fluides dans le canal en fonction de la quantité et de la granulométrie des sédiments introduits. Les courbes correspondent aux modèles pour des valeurs de la résistivité lambda différentes.

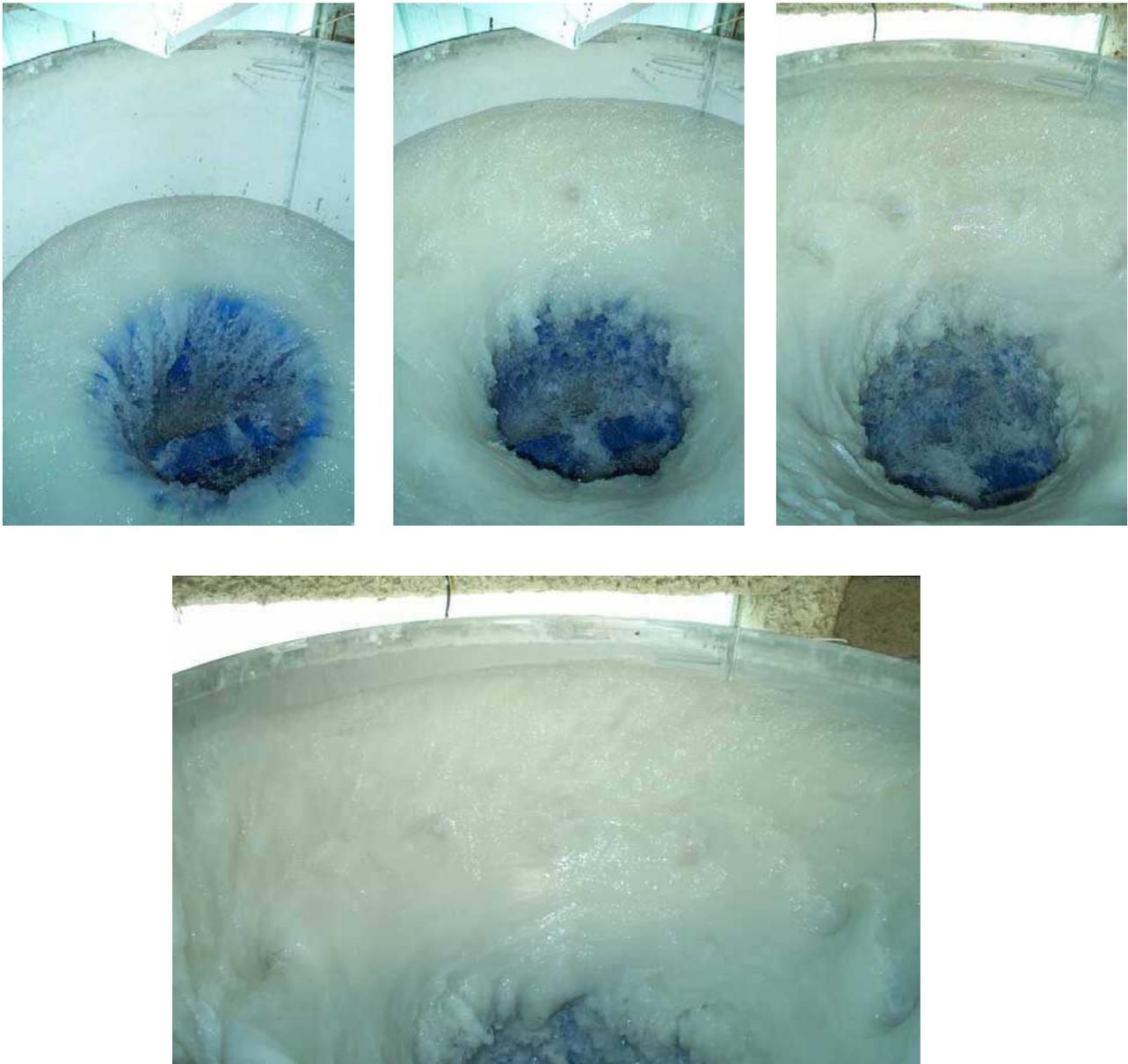


Figure 52 : formation progressive du vortex au démarrage d'une expérience. Exemple : exp. 41 (50 kg de galets de la fraction 6-8 cm,  $Q = 400 \text{ m}^3/\text{h}$ ,  $U_{inj} = 5,6 \text{ m/s}$ ,  $U_{fl \text{ vortex}} = 3,1 \text{ m/s}$ ). L'eau circule dans le sens horaire. En présence de sédiments, on constate l'apparition de petits tourbillons tournant également dans le sens horaire dans la partie médiane de l'écoulement (bien visibles sur la photo du bas). Ils semblent matérialiser une zone de « cisaillement » fluide verticale délimitant deux domaines se comportant différemment vis-à-vis de l'écoulement.

Les mesures Pitot indiquent de fortes variations radiales de vitesse en présence de sédiments, et l'observation de la surface du vortex montre la mise en place progressive lorsque l'on ajoute des sédiments d'importants mouvements tourbillonnaires dans la zone médiane du canal (fig 52). Ces tourbillons sont très probablement l'expression de ce différentiel de vitesse et accommodent le « cisaillement » médian induit dans le flux. Pour tenter de reproduire un tel comportement, nous allons reprendre l'approche précédente en décomposant l'anneau fluide complet contenu dans le canal en une série d'anneaux fluides concentriques auxquels on applique à nouveau le théorème d'Euler pour le moment cinétique. On obtient alors des vitesses moyennes voisines de celles calculées précédemment et des profils radiaux de vitesse qui reproduisent grossièrement les tendances observées au Pitot (fig. 53) : vitesse augmentant légèrement vers le bord interne du canal pour l'expérience « canal nu », vitesse décroissant vers le bord interne pour l'expérience « avec galets ». Le gradient est cependant plus fort qu'observé dans le premier cas, moins fort qu'observé dans le second. La difficulté à rendre compte des profils de vitesses radiaux par un modèle simple butte en fait sur la nécessité de prendre en compte dans un modèle plus complexe les mouvements tourbillonnaires. On peut également se demander quelle est à la part d'énergie dissipée en chaleur au niveau de ces tourbillons qui pourrait conduire à une surestimation des frictions basales déduites précédemment de l'application du théorème d'Euler.

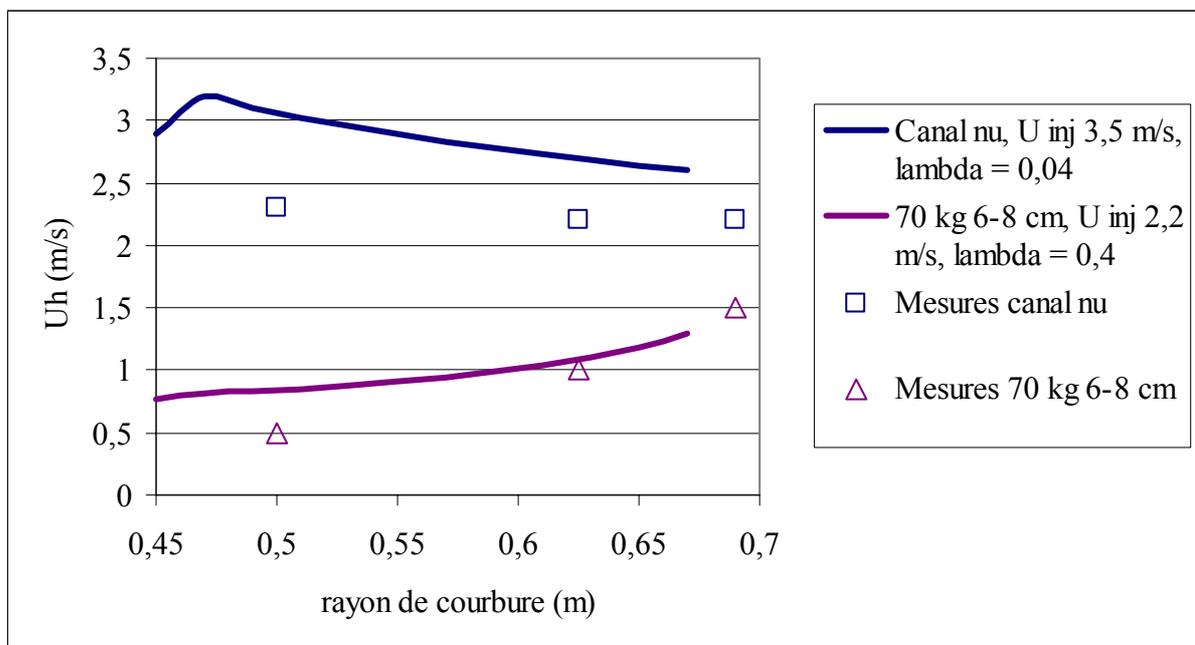


Figure 53 : profils radiaux de vitesse mesurés et calculés pour les deux expériences choisies pour illustrer ce paragraphe.  $U_h$  = vitesse moyennée sur la hauteur.

#### 4.2.1.2.3. Evaluation de la contrainte cisailante basale.

Pour l'estimation à partir des mesures au Pitot, nous nous focalisons sur le profil central qui présente d'une expérience à l'autre la meilleure régularité et qui est le moins sensible aux effets des parois latérales. La vitesse  $U(z)$  en un point de la colonne d'eau peut être prédite à partir d'une formule extrapolée de la relation de von Karman – Prandtl pour les écoulements sur lit rugueux :

$$\frac{U(z)}{U^*} = 8,5 + 2,5 \ln\left(\frac{z}{k_s}\right)$$

avec  $U^*$  = vitesse cisailante basale moyenne,  $z$  l'élévation du point considéré par rapport au fond du canal et  $k_s$  le coefficient de rugosité du fond. Pour les expériences où les galets n'étaient pas mis en mouvement, le profil de vitesse dans la couche limite a pu être défini. Les variables  $U^*$  et  $k_s$  ont ainsi été déterminées à partir des coefficients de la relation logarithmique qui reproduit la tendance suivie par  $U(z) = f(z)$  sur l'épaisseur de la couche limite. Les valeurs obtenues ne permettent pas de reproduire les profils de vitesse mesurés : les valeurs de rugosité obtenues sont trop faibles (inférieure à  $k_s = 2D_{50}$ ), le profil calculé surestime systématiquement les vitesses au dessus de la couche limite (fig. 54), et la contrainte cisailante est 4 fois inférieure à celle estimée à partir de la friction basale déduite de l'application du théorème d'Euler.

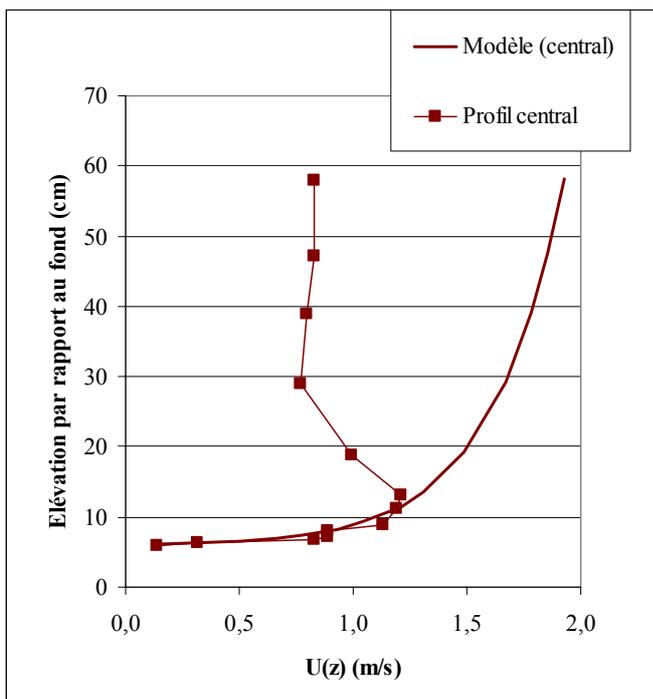


Figure 54 : comparaison du profil de vitesse mesuré et du profil estimé à partir des caractéristiques de la couche limite (on obtient  $k_s = 3,7$  cm,  $U^* = 0,13$  m/s et on en déduit  $\tau = 16$  Pa). Il s'agit de profils au centre du canal. En abscisse, la vitesse ponctuelle des fluides.

Expérience avec 69 kg de galets de la fraction 6-8 cm, vitesse d'injection = 2,2 m/s, vitesse moyenne des fluides déduite de la mesure du vortex = 1,1 m/s.

A partir du profil présenté en Figure 54, on perçoit aisément toute la difficulté à mesurer une contrainte cisailante dans notre expérience. Contrairement aux rivières naturelles, la couche limite est très mince ( $< 10$  cm) : voisine de la demi-largeur du canal circulaire, 15 cm. Par ailleurs, les mesures au Pitot ne permettent pas d'avoir une précision suffisante en terme de positionnement vertical et de vitesse compte tenu de cette faible épaisseur. L'étroitesse de l'épaisseur de la couche limite conduit donc à de fortes incertitudes sur les valeurs de  $U^*$  et  $k_s$  et limite fortement l'applicabilité de la méthode classique de mesure de la contrainte cisailante. De plus, cette méthode est inapplicable à partir du moment où les galets sont en mouvement, c'est à dire pour toutes les expériences menées en vue de mesurer l'abrasion.

Nous nous en tiendrons donc pour l'instant à la contrainte cisailante basale  $\tau_b$  estimée à partir de notre modèle d'écoulement à l'intérieur du canal qui reproduit relativement bien les champs de vitesse mesurés au Pitot, même si les quelques mesures Pitot indiquent des valeurs nettement inférieures. Le seul réel problème concerne le paramètre de friction  $f$  qui atteint des valeurs bien supérieures aux valeurs habituellement rencontrées dans la nature. Cependant, par rapport aux canaux habituellement considérés, on l'a vu précédemment, l'étroitesse du canal conduit à une couche limite très faible et à des effets des parois latérales qui sont prédominants pour  $z > 10-20$  cm au dessus du fond. Cela se traduit par un rayon hydraulique  $R_H = [(r_e - r_i).h] / [r_e - r_i + 2h]$  de l'ordre de 12 cm (quelque soit la hauteur du vortex). La submergence effective des sédiments est donc également très faible.

Si l'on remplace la hauteur d'eau par le rayon hydraulique dans les formules empiriques pour estimer le paramètre de friction  $f$ , on obtient alors des valeurs de friction nettement plus élevées que 0,1. Par exemple, considérons les formules définies par Bray [1979] ou par la "Federal Highway Administration" [1975] (voir revue dans Chang, 1988) :

$$f = 8 \left[ 0,225 \left( \frac{d_{50}}{H} \right)^{1/6} \right]^2 \text{ pour Bray,}$$

$$f = \left[ 1,36 \left( \frac{H}{d_{50}} \right)^{0,281} \right]^2 \text{ pour la "Federal Highway Administration",}$$

avec  $d_{50}$  le diamètre médian des sédiments et  $H$  la hauteur d'eau du bief.

Si l'on remplace donc  $H$  par  $R_H$  dans l'une ou l'autre des formules, on obtient pour des diamètres de particules compris entre 1 et 8 cm des coefficients  $f$  compris entre 0,15 et 0,4, ce

qui est en très bon accord avec nos résultats expérimentaux. Cependant, les formules précédentes ayant été définies pour des rivières naturelles, et le plus souvent avec une submergence plus élevée, quelques réserves peuvent être émises sur leur validité dans le cas extrême présent. Néanmoins, il est surtout important de noter que des valeurs de  $f$  comprises entre 0,1 et 0,4 ne sont pas incompatibles avec les modèles empiriques courants, et que de ce fait les frictions basales déduites du modèle d'écoulement peuvent avoir une certaine réalité.

#### 4.2.1.2.4. Capacité de transport et flux de sédiments.

De manière à tester davantage la validité du calcul de la contrainte basale et à évaluer la manière dont les expériences et leurs résultats peuvent être transposés aux rivières naturelles, nous allons comparer les flux de sédiments dans le canal avec la capacité de transport déduite d'une relation classique, telle celle de Meyer-Peter-Müller, et de l'utilisation de la friction basale  $\tau_b$  estimée à partir du modèle d'écoulement.

Le flux massique de sédiments par unité de largeur s'exprime simplement comme :

$$q_s = \frac{P_s U_g}{2\pi r_c (r_e - r_i)} \quad , \text{ avec } P_s \text{ la quantité de galets introduite, } U_g \text{ la vitesse moyenne des galets}$$

(cf. sa mesure dans les chapitres suivants), et  $r_c$  rayon de courbure médian.

Il existe de nombreuses lois empiriques ou semi-empiriques pour exprimer la capacité de transport de la charge de fond pour une rivière. Parce que couramment utilisée, nous avons choisi pour ce test d'utiliser la loi (massique) de Meyer-Peter-Müller [1948] :

$$q_c = \rho_s \left( \frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} g D_{50} \right)^{1/2} . 8. (\tau^* - \tau_c^*)^{3/2} \quad ,$$

avec  $\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g D_{50}}$  la contrainte de Shield et  $\tau_c^*$  la contrainte seuil de mise en

mouvement des sédiments, qui vaut 0,047 dans la loi de Meyer-Peter-Müller. La capacité de transport se calcule donc en intégrant la contrainte basale calculée précédemment : les valeurs de capacité de transport se situent entre 0 et 350 kg/m/s pour des valeurs de la contrainte cisailante entre 20 et 450 Pa.

De par sa définition, le flux de sédiment transporté par unité de largeur ne peut excéder la capacité de transport. La comparaison des deux variables  $q_s$  et  $q_c$  (fig. 55) suggèrent de ce fait les remarques suivantes:

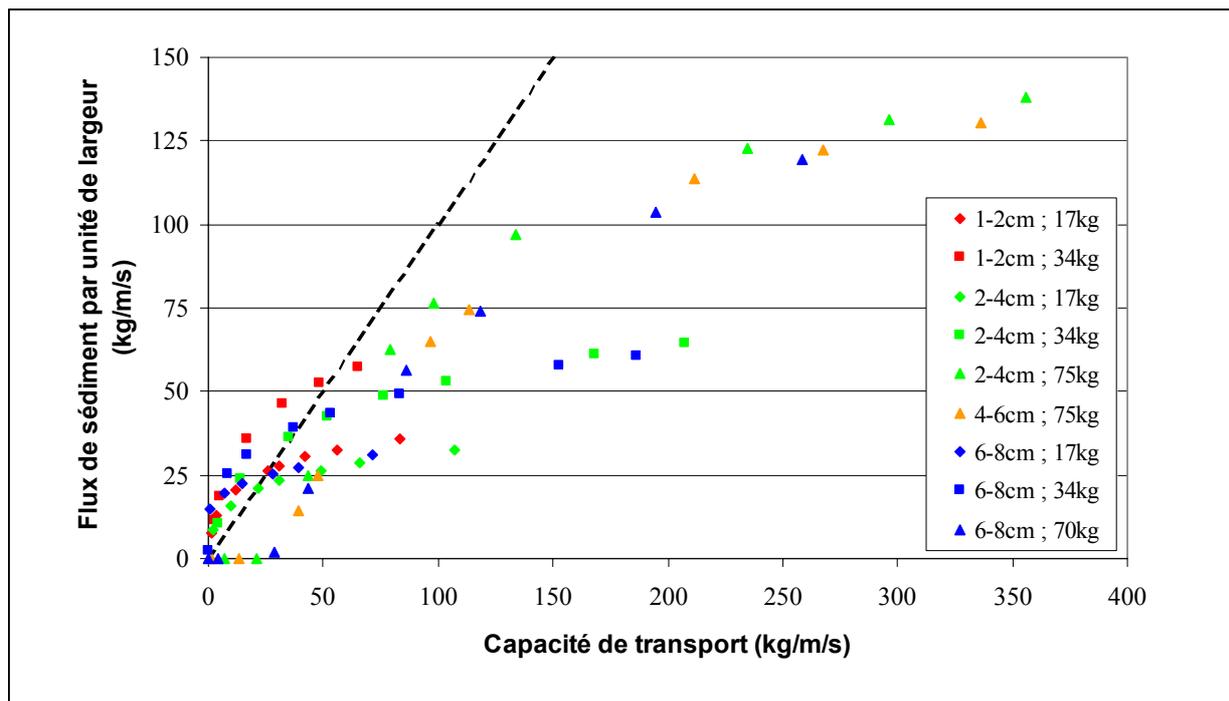


Figure 55 : comparaison du flux de sédiment avec la capacité de transport pour les différentes expériences réalisées.

- pour les écoulements vigoureux, c'est à dire largement au delà du seuil de mise en mouvement, les flux de sédiments sont en effet similaires ou inférieurs d'un facteur 2 à la capacité de transport. Cette surestimation de la capacité de transport peut être liée soit à la géométrie courbe et aux interactions des galets avec les parois, soit à une surestimation de la contrainte cisailante par la simplicité du modèle d'écoulement et la non prise en compte de la dissipation visqueuse au niveau des tourbillons. Pour les écoulements les plus vigoureux et à charge maximale ( $P = 75 \text{ kg}$ ), il faudrait remplacer le facteur de friction  $f = 0,4$  par une valeur de 0,25 environ pour obtenir l'égalité entre les flux de sédiments. On reste donc avec des valeurs de  $f$  nettement supérieures à 0,1.
- Pour les écoulements peu vigoureux, c'est dire au voisinage du seuil de mise en mouvement, pour de nombreuses expériences, les flux de sédiments sont supérieurs à la capacité de transport. Ceci est plus particulièrement observé lorsque la quantité de galets est de 17 ou 34 kg. En revanche pour 75 kg de galets, le flux mesuré est effectivement inférieur à la capacité de transport. L'explication la plus évidente au vu des mesures disponibles est relative à la notion même de mise mouvement. Pour les rivières alluviales, ce seuil est défini par le critère d'affouillement ("scour criteria") [e.g. Chang, 1988], qui est fonction de l'angle de friction des galets entre eux. Dans le cas où la quantité de galets est faible, les galets cessent de se toucher entre eux et la friction interparticule ne s'oppose

plus au mouvement sous l'action de la force exercée par le fluide en mouvement. De plus les galets sont totalement exposés au fluide en mouvement, c'est à dire sur toute la hauteur de leur section, et la force de trainée fluide s'en trouve d'autant augmentée. Le seuil de mise en mouvement est donc nettement inférieur à 0,047. La rugosité du fond étant très faible en regard du rayon des plus gros galets, un galet sphérique pourrait en théorie être mis en mouvement pour des vitesses de fluide très faibles et le seuil  $\tau_c^*$  être voisin de 0. En fait la plupart des particules ont un certain aplatissement ou ellipticité et de ce fait un couple minimum de la force de trainée fluide doit être appliqué pour que le galet puisse basculer et se mettre en mouvement.

Pour résumer, même si les lois classiques de transport de la charge de fond sont inapplicables dans le canal pour les écoulements peu vigoureux et avec peu de galets et même si le modèle d'écoulement nécessite quelques ajustements, le relativement bon accord entre flux de sédiments et capacité de transport pour l'ensemble des autres mesures conforte les estimations faites sur la contrainte cisailante basale. Cet accord ouvre de plus la perspective de pouvoir transposer les résultats obtenus sur l'abrasion dans le dispositif expérimental aux systèmes naturels, en dépit de profil vertical de vitesse fluide reproduisant très imparfaitement les profils naturels.

#### **4.2.2. La vitesse et la trajectoire des particules.**

##### **4.2.2.1. Comportement des galets dans le canal : observations qualitatives.**

Avant d'entamer cette partie dédiée à la caractérisation des vitesses et des trajectoires des particules, abordons le sujet de manière qualitative. Une question importante se pose en effet : le comportement des particules dans le canal est-il représentatif du comportement qu'auraient ces mêmes particules en rivière naturelle ? D'après nos observations, la réponse est plutôt positive dans la majeure partie des gammes de taille et de vitesse correspondant à nos conditions expérimentales.

Les hublots du canal permettent une observation directe de la trajectoire des galets sur 60 cm environ. Dans toute la suite, nous supposerons que les observations sur les galets qui

ont pu être faites au travers de ces hublots sont représentatives de l'ensemble du canal, au même titre que les écoulements fluides ; la preuve en a été faite pour ces derniers par nos mesures au tube de Pitot. En réalité, les conditions au niveau du hublot basal en polycarbonate sont différentes de celles du reste du canal car l'adhérence y est faible et la rugosité localement différente. Sur une quinzaine de cm, certaines trajectoires s'en trouvent altérées : les galets qui « atterrissent » sur ce secteur ayant plutôt tendance à se déplacer en glissant et roulant que par une nouvelle saltation. Notons que pendant les expériences d'abrasion, le hublot basal est recouvert d'une protection en pneu dans la continuité de celles qui le bordent.

Les particules se déplaçant sur le fond ont tendance à rouler du fait de la rugosité du substrat et de l'adhérence des pneumatiques. Cependant, cette rugosité a été maintenue constante pour toutes les expériences quelque soit la taille des particules considérée. Le changement de la dimension de la rugosité a probablement une influence sur les modalités de transport des sédiments. Les éléments nécessaires à l'étude de l'influence de cette variable ont d'ores et déjà été conçus (voir § 3.2.16) ; ils seront utilisés dans le cadre de travaux futurs.

Les particules en saltation ont des trajectoires conformes à celles qui ont été obtenues par d'autres études expérimentales ou théoriques [Abbott et Francis, 1977 ; Wiberg et Smith, 1985 ; Niño et Garcia, 1994a, 1994b]. Elles sont caractérisées par une phase ascendante raide puis par une phase descendante plus longue et de trajectoire plus tendue.

La quantité de sédiment joue un rôle important : lorsqu'elle augmente, la vitesse d'injection des fluides nécessaire à la mise en mouvement de l'ensemble de la charge s'accroît. Les interactions entre les galets s'accroissent également du fait de l'augmentation du degré de couverture du fond. A partir des quantités pour lesquelles le fond est intégralement couvert, les galets ont tendance à circuler sur plusieurs couches superposées (fig. 56). Ce phénomène est d'autant plus visible que la quantité de sédiments est importante : tous les sédiments sont en mouvement mais la vitesse des galets augmente lorsque l'on se déplace vers les couches les plus superficielles. Ces observations sont contraires à celles de Sklar et Dietrich [2001] dans le dispositif desquels une couche de sédiments quasi immobile se formait lorsque la quantité de sédiments s'accroissait ; cette différence est certainement liée aux conditions hydrodynamiques contrastées régnant dans les deux dispositifs (voir § 1.2.2.2).



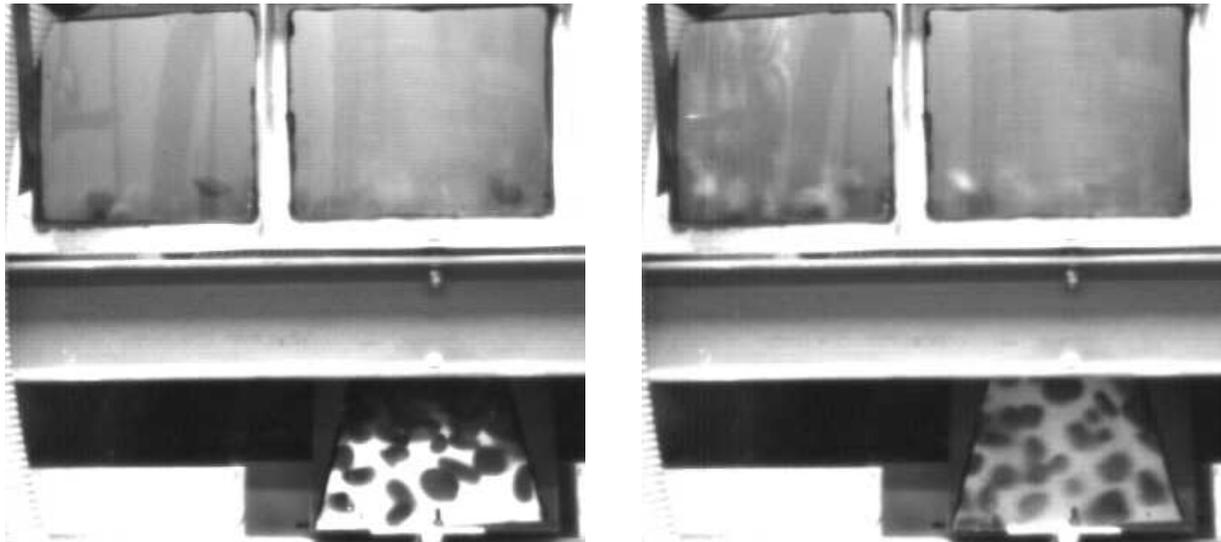
*Figure 56 : circulation des galets sur plusieurs couches lorsque la quantité de sédiments est importante. 75 kg de galets de la fraction 2-4 cm,  $U_{fl} = 2,0$  m/s,  $U_g = 1,2$  m/s, tous les galets sont en mouvement.*

Pour une taille de galets et une quantité de sédiments données, on observe lors de la montée en vitesse des fluides une mise en mouvements progressive des sédiments : les premiers galets commencent à se déplacer à faible vitesse, puis le nombre de galets en mouvement et leur vitesse augmente jusqu'à ce que l'ensemble de la charge se déplace. Lorsque les galets se déplacent à faible vitesse, ils sont rabattus par les courants secondaires vers le bord interne du canal contre lequel ils se bloquent ; une frange de galets immobiles a alors tendance à s'y former (fig. 57). Lorsque la vitesse augmente, le mouvement des galets devient moins sporadique et la largeur de la frange se réduit jusqu'à disparaître lorsque toute la charge est transportée. Ce phénomène est particulièrement bien visible pour les galets de petite taille.

Lorsque tous les sédiments sont en mouvement, ce qui correspond à la condition dans laquelle la majeure partie des expériences d'abrasion ont été réalisées, ils ont tendance à occuper toute la largeur du canal, comme cela avait été observé sur la maquette (fig. 57). Une caractérisation plus fine de la trajectoire des particules est présentée au paragraphe suivant. Notons néanmoins que des processus de ségrégation ont été observés. Nous avons réalisé une série d'expériences avec 105 kg de galets : 35 kg de galets de la fraction 1-2 cm, 35 kg de la fraction 2-4 cm, 17,5 kg de la fraction 4-6 cm et 17,5 kg de la fraction 6-8 cm. Pendant le déroulement des expériences, une ségrégation de taille s'est produite, les gros galets se déplaçant préférentiellement en trajectoire externe à l'inverse des plus petits. Ce phénomène s'explique par le fait que la force centrifuge s'exerçant sur le galet augmente plus rapidement que la force des courants secondaires lorsque l'on augmente la taille du galet (voir discussion

et expression du rapport entre les deux forces § 2.2.2.). Un tel comportement risque d'influer sur les modalités de collision entre les particules et donc de biaiser les taux d'abrasion expérimentaux.

Ce phénomène devra être pris en compte lorsque des expériences d'abrasion multi-tailles seront réalisées, soit en précisant la nature des corrections à apporter pour supprimer les biais qu'il induit, soit en modifiant la configuration du dispositif afin de l'inhiber.



*Figure 57 : modalités de mise en mouvement des sédiments en fonction de la vitesse des fluides. Observations à faire dans le hublot basal (visible en bas à travers un miroir). Expérience à 34 kg de galets de la fraction 2-4 cm.*

*Photo de gauche :  $U_{fl} = 1,5$  m/s, tous les galets ne sont pas en mouvement. Une frange de galets immobiles se forme contre le bord interne du canal, réduisant le largeur et augmentant le rayon de courbure de la partie efficace du canal.*

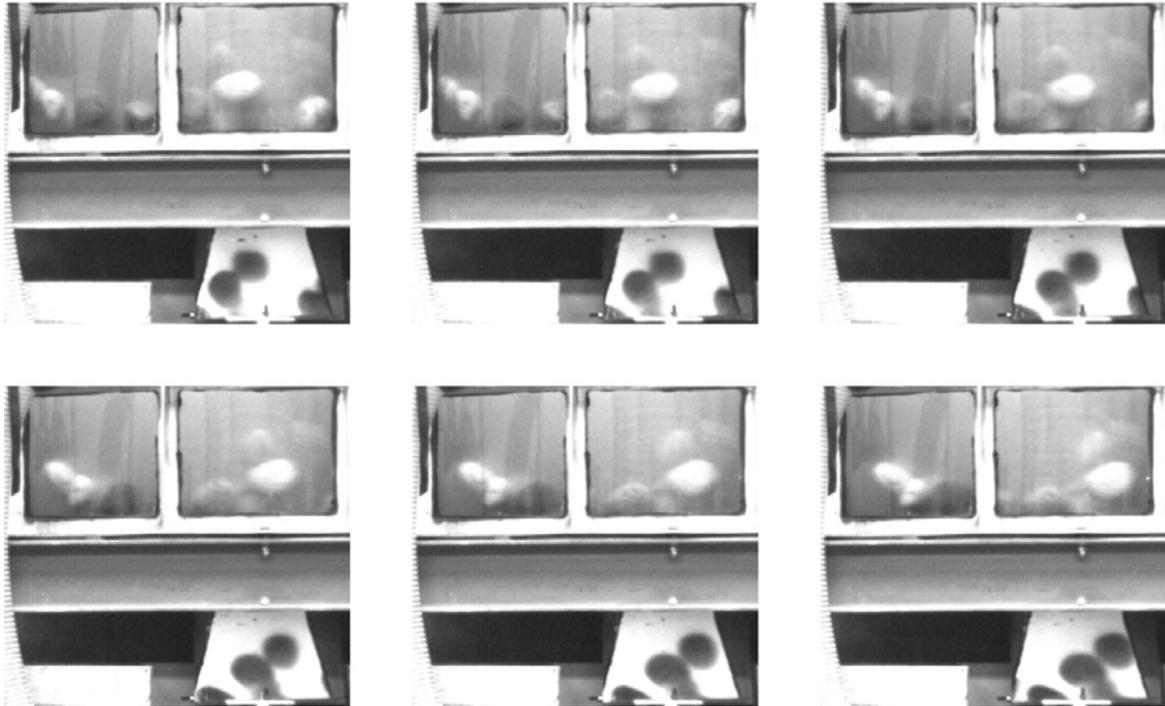
*Photo de droite :  $U_{fl} = 2,3$  m/s, tous les galets sont en mouvement et ils occupent toute la largeur du canal. Ici,  $U_g = 1,6$  m/s.*

Enfin, notons que de rares fois, un phénomène qui pourrait s'apparenter à la formation et propagation d'onde de sédiments s'est produit à très forte vitesse : les galets ont formé des paquets (deux en général), très stables dans le temps. Ce phénomène s'accompagnait de la formation de vagues importantes en surface du vortex, l'onde fluide et l'onde sédimentaire étant parfaitement en phase. Aucune expérience d'abrasion n'a été réalisée dans ces conditions.

#### **4.2.2.2. Procédure expérimentale.**

La vitesse et la trajectoire des particules doivent être déterminés pour permettre l'estimation de la distance parcourue par les galets au cours des expériences. Des expériences de visualisation ont donc été réalisées avec des galets de tailles différentes, en quantités différentes et à des vitesses variables. L'outil utilisé est une caméra numérique « rapide », équipement financé par l'ESIGEC (Chambéry) avec contribution du LGCA. Couplée à un ordinateur, elle permet de réaliser des films à une fréquence d'acquisition pouvant atteindre 1000 images par seconde. La résolution et la durée du film diminuent lorsque la fréquence augmente. Plusieurs tests nous ont permis de trouver le meilleur compromis : un film d'une durée de 17,4 secondes (2156 images) à une fréquence de 125 images par seconde pour une résolution par image de 512 x 480 pixels. Les galets sont filmés simultanément dans les plans vertical et horizontal à travers les hublots latéraux et les hublots basaux, ces derniers étant visibles à travers un miroir.

Les films obtenus permettent de suivre de manière précise la trajectoire des galets avec une résolution très correcte (fig. 58). La principale source de dégradation de la qualité de visualisation est l'opacification progressive de l'eau liée à la production de particules fines par l'érosion des galets. Pour limiter au maximum cet effet, les expériences de visualisation ont été réalisées avec des galets de roches cristallines prélevés dans le Drac au sud de Grenoble. Bien arrondis, ils s'érodent moins vite que les calcaires utilisés pour les expériences d'abrasion du fait de leur résistance supérieure. De plus, les roches cristallines produisent à priori moins de boue que les calcaires. Néanmoins, le dispositif a dû être vidangé et complètement nettoyé à maintes reprises, les films devenant inexploitables.



*Figure 58 : images extraites d'une séquence vidéo réalisée avec 34 kg de galets de la fraction 6-8 cm. La vitesse moyenne des fluides est de 3,0 m/s, celle des galets est d'environ 2 m/s. La trajectoire des galets peut être suivie précisément, dans le plan vertical (deux hublots latéraux en haut de l'image) comme dans le plan horizontal (hublot basal dans le miroir en bas de l'image).*

Pour des raisons de temps et de complexité, l'exploitation des films a été réalisée manuellement. L'automatisation de la procédure aurait permis de traiter un plus grand nombre de galets, d'où une meilleure représentativité statistique. Cependant, la tâche est compliquée par les changements de taille, de forme et de contraste des galets au cours de leur déplacement du fait du changement de leur position par rapport à l'éclairage. La turbidité de l'eau ne favorise pas la distinction du contour des galets. Néanmoins, le traitement complet des films fera l'objet d'un travail futur.

De plus, la caractérisation de la trajectoire des particules et de l'impact pourra être abordée de manière plus précise grâce au traitement d'informations telles que l'angle de chute des galets en saut, le différentiel de vitesse des particules au moment de l'impact,... Ces données pourront être comparées aux résultats obtenus par d'autres auteurs expérimentalement [e.g. Abbott et Francis, 1977 ; Niño et Garcia, 1994a ; Lee et Hsu, 1994] ou analytiquement [Wiberg et Smith, 1985 ; Niño et Garcia, 1994b].

#### 4.2.2.3. Détermination de la distance parcourue par les galets en un tour de canal.

Pour déterminer la vitesse des galets et ainsi la distance parcourue durant chaque expérience, il est nécessaire de connaître soit la vitesse moyenne des galets, soit le temps nécessaire à un galet pour effectuer un tour ainsi que la circonférence moyenne de sa trajectoire. La circonférence du canal en bordure interne est de 2,8 m, elle est de 4,7 m en bordure externe. Les galets empruntent des trajectoires plus ou moins externes selon leur taille et leur vitesse. La trajectoire empruntée résulte de la compétition entre la force centrifuge et la force liée aux courants secondaires centripètes qui agissent sur les galets (§ 2.2.2.). Parce que les écoulements secondaires n'ont pu être modélisés proprement, la résultante des forces centrifuge et d'entraînement par les courants secondaires est difficilement évaluable ; il en va de même du rayon de la trajectoire des galets. Par ailleurs, du fait des transferts de quantité de mouvement lors des collisions entre galets ou avec les parois et de la variation de la fréquence des chocs avec la quantité de galets présents, un modèle simple pourrait s'avérer peu réaliste.

Une statistique des rayons de courbure des trajectoires a donc été réalisée pour les films pour lesquels la visibilité dans le hublot basal le permettait. Pour un certain nombre de films, en particulier pour ceux correspondant aux vitesses extrêmes, le rayon de courbure de la trajectoire de 40 à 400 galets a été estimé et un rayon de courbure moyen ( $r$ ) en a été déduit. Les résultats sont présentés en figure 59 avec  $r = f(U)$ . On distingue globalement deux tendances : pour les galets de taille supérieure à 4 cm,  $r$  augmente globalement avec  $U$ , la pente de la courbe dépendant de la quantité de galets. Pour les galets de taille inférieure à 4 cm, on observe plutôt la tendance inverse :  $r$  diminue lorsque  $U$  augmente, l'effet étant accentué lorsque la quantité de galets augmente (pour les expériences à 17 kg, on observe quand même une légère augmentation de  $r$  avec  $U$ ). Ce phénomène s'explique par l'existence d'une couche de galets immobiles plus ou moins large contre le bord interne du canal : de par sa présence, la largeur efficace du canal est réduite et repoussée vers le bord externe, d'où des trajectoires à rayon de courbure important. Lorsque la vitesse augmente, la quantité de galets en mouvement augmente et la largeur de la couche de galets immobiles diminue ;  $r$  diminue alors également. Plus la quantité de galets est importante, plus l'épaisseur de la couche immobile est importante, ce qui explique l'amplification du phénomène lorsque la quantité de sédiment est importante.

Cette couche de galets immobiles est inexistante pour les galets de taille supérieure à 4 cm, ceux-ci ayant plutôt tendance à constituer des barrages à travers tout le canal lorsqu'ils se bloquent ; il s'agit sans doute de la raison pour laquelle le phénomène d'élargissement des trajectoires lié à la présence de cette couche de galets est inexistant pour les expériences avec les galets de plus de 4 cm.

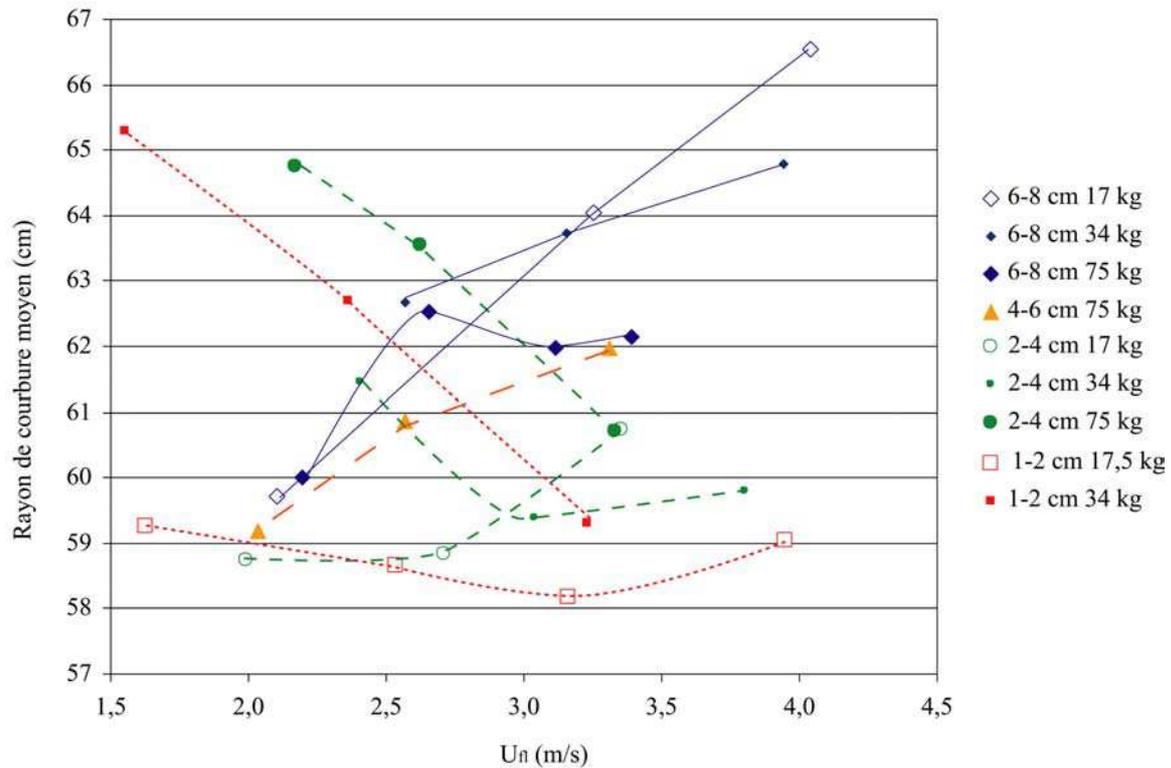


Figure 59 : rayon de courbure moyen des trajectoire des galets en fonction de la vitesse des fluides, de la taille des galets et de la quantité de sédiments.

Devant la difficulté d'établir des relations entre la quantité, la taille, la vitesse des galets et le rayon de courbure de leur trajectoire moyenne, et compte tenu de la relativement faible variabilité de  $r$  (de 58 à 67 cm pour l'ensemble des expériences) ajoutée aux incertitudes liées à la condition basale spécifique du hublot, nous avons choisi de considérer pour l'ensemble des expériences un rayon de courbure moyen de  $62,5 \pm 4,5$  cm correspondant à un périmètre de  $3,9 \pm 0,3$  mètres ( $3,9 \text{ m} \pm 7\%$ ).

#### 4.2.2.4. Détermination de la vitesse des particules.

Au cours de cette étude, la vitesse des galets a été déterminée de plusieurs manières.



Les vitesses des galets calculées à partir du périmètre de 3,9 m et du temps mis par le galet rose pour parcourir un tour (mesuré pour pratiquement toutes les expériences) sont présentées en figure 61 en fonction de la vitesse moyenne des fluides  $U_{fl}$ . Les barres d'erreur correspondant aux 7 % d'incertitude sur la distance parcourue au tour ne sont pas représentées afin de ne pas surcharger le graphique ; gardons à l'esprit que l'incertitude augmente lorsque l'on se dirige vers les faibles vitesses du fait des mouvements plus saccadés des galets lorsqu'ils ne sont pas tous en mouvement (la mise en mouvement généralisée intervient pour des  $U_{fl}$  comprises entre 1,8 et 2,3 m/s selon la taille et la quantité de galets). Pour la taille des galets, nous considérons la moyenne géométrique des classes auxquelles ils appartiennent : 1,4 / 2,8 / 4,9 / 6,9 cm pour les classes 1-2, 2-4, 4-6 et 6-8 cm respectivement. Notons que, pour des questions de commodité, nous avons choisi pour l'étude expérimentale des conventions différentes de celles que nous avons utilisées pour l'étude de terrain. En l'occurrence, nous ne nous préoccupons pas ici de l'axe b des galets alors qu'il a servi de paramètre de référence pour l'étude de terrain.

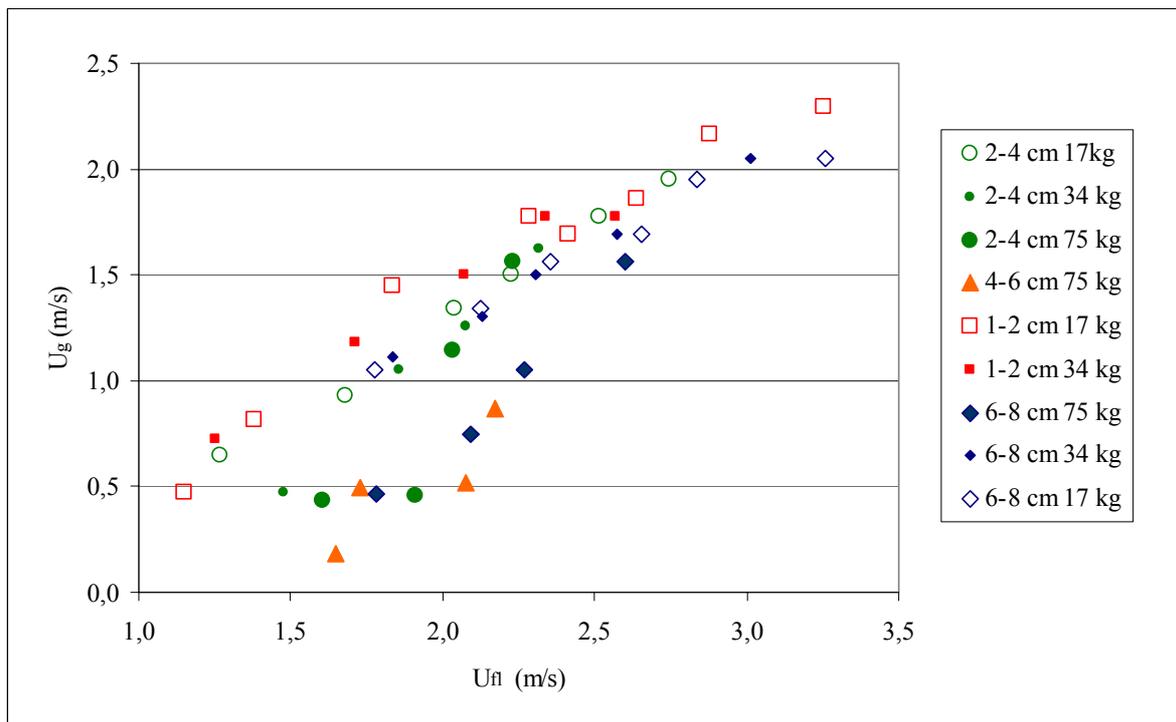


Figure 61 : vitesse des galets déterminée à partir du chronométrage du galet rose pour des vitesses de fluides, des tailles et des quantités de galets variables.

La croissance de  $U_g$  en fonction de  $U_{fl}$  est globalement logarithmique. Les expériences à 17 et 34 kg donnent des résultats très similaires quelque soit la taille des galets, montrant une dépendance en masse très faible pour de telles quantités ; nous avons choisi de regrouper les données correspondant à ces deux quantités. Pour  $D = 4,9$  cm, peu de données ont été acquises et elles correspondent aux expériences à 75 kg qui sont les moins bien contraintes ; on constate globalement que les valeurs de  $U_g$  s'intercalent entre les valeurs de  $U_g$  obtenues pour  $D = 2,8$  cm et  $D = 6,9$  cm.

Si l'on s'intéresse aux expériences à 17 et 34 kg (fig. 62), on constate que les données sont très bien reproduites par une tendance logarithmique de la forme :

$$U_g = f_1(U_{fl}, D) = \ln U_{fl}^{1,75} + g(D),$$

l'ordonnée « à l'origine » ( $\ln U_{fl} = 0$ ) étant conditionnée par la taille  $D$  des galets.  $g(D)$  suit également une tendance logarithmique et on obtient alors :

$$U_g = f_1(U_{fl}, D) = \ln U_{fl}^{1,75} D^{-0,17} + 0,32.$$

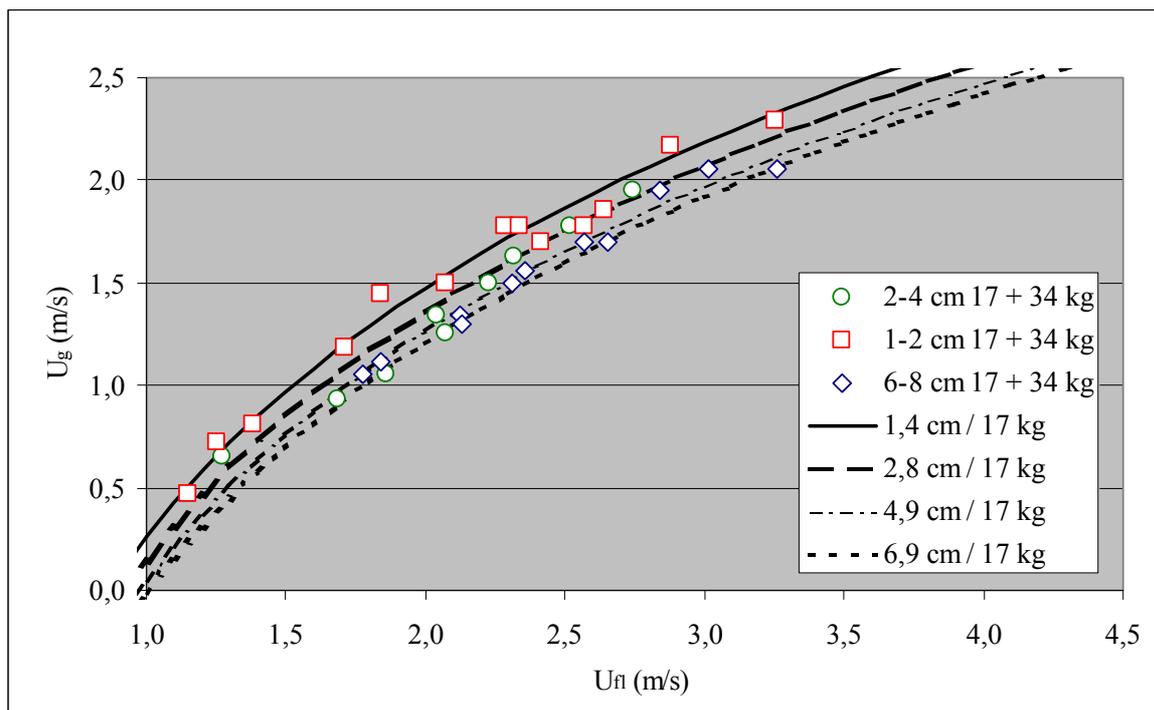


Figure 62 : vitesse des galets en fonction de la vitesse moyenne des fluides. Symboles : vitesses déterminées à partir du chronométrage du galet rose. Courbes : valeurs calculées à partir de la relation  $U_g = f_1(U_{fl}, D)$  déterminée pour les données des expériences à 17 kg.

Pour 75 kg (fig. 63), peu de données sont disponibles et leur incertitude est importante. On constate néanmoins qu'une tendance logarithmique reproduit également bien les données en changeant les exposants de  $U_{fl}$  et de  $D$ . On obtient une relation du type :

$$U_g = f_3(U_{fl}, D) = f_1(U_{fl}, D) + f_2(U_{fl}, D) = \left[ \ln U_{fl}^{1,75} D^{-0,17} + 0,32 \right] + \left[ \ln U_{fl}^{1,55} D^{-0,27} - 1,06 \right].$$

$f_2(U_{fl}, D)$  ne doit pas dépasser zéro car pour une  $U_{fl}$  donnée,  $U_{g(75 \text{ kg})}$  ne peut logiquement pas excéder  $U_{g(17 \text{ kg})}$ , 17 kg représentant la masse minimale de galets introduit dans le canal. Lorsque  $U_{fl}$  augmente,  $U_{g(75 \text{ kg})}$  augmente jusqu'à atteindre  $U_{g(17 \text{ kg})}$  ; à partir de ce point,  $f_2(U_{fl}, D) = 0$ .

$f_2(U_{fl}, D)$  est donc un terme soustractif dépendant de la masse  $P$  de galets introduite dans le canal. Dans l'équation générale, cette dépendance en masse doit figurer sous la forme :

$$U_g = f_4(U_{fl}, D, P) = f_1(U_{fl}, D) + kP^a \times f_2(U_{fl}, D).$$

Pour  $P = 75 \text{ kg}$ ,  $kP^a = 1$ .

Pour  $P = 17$  ou  $34 \text{ kg}$ ,  $kP^a \approx 0$ .

Cette tendance peut être bien reproduite en première approximation en mettant  $P$  à la puissance 4 :  $a = 4$  et  $k = 75^{-4}$ . Il manque cependant des valeurs expérimentales avec des masses intermédiaires pour mieux contraindre ces paramètres.

La relation empirique  $f_4(U_{fl}, D, P)$  qui donne la vitesse des galets dans le dispositif en fonction de leur taille, de leur quantité et de la vitesse des fluides s'écrit donc :

$$U_g = \left[ \ln U_{fl}^{1,75} D^{-0,17} + 0,32 \right] + 3,16 \cdot 10^{-8} P^4 \times \left[ \ln U_{fl}^{1,55} D^{-0,27} - 1,06 \right]$$

avec  $\left[ \ln U_{fl}^{1,55} D^{-0,27} - 1,06 \right] \leq 0$ .

Cette relation est valable pour la gamme de  $U_{fl}$ ,  $D$  et  $P$  testée au cours des expériences. Elle devra être vérifiée et corrigée dans le cas où la gamme serait étendue. Les vitesses des galets et distances parcourues présentées par la suite sont déterminées à partir de cette relation. Le calcul de l'incertitude sur les valeurs de  $U_g$  est présenté en annexe I.

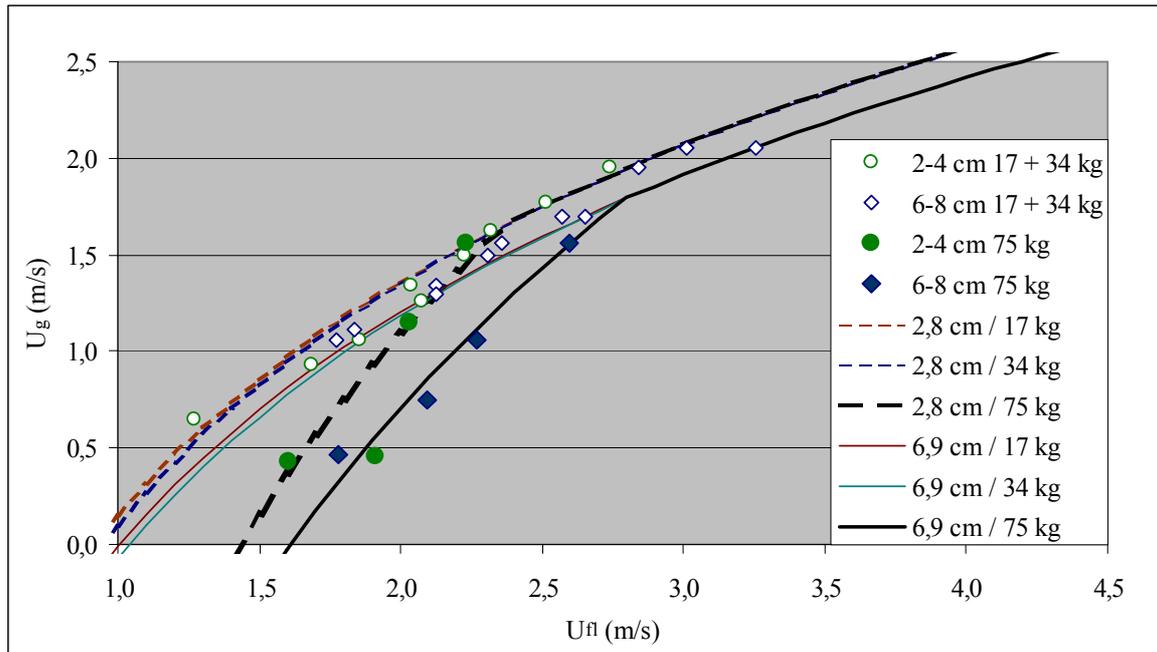


Figure 63 : vitesses des galets prédites par la relation empirique  $f_4 (U_{fl}, D, P)$  (courbes). Les symboles correspondent aux valeurs déterminées à partir du chronométrage du galet rose.

#### 4.2.2.4.2. Détermination de la vitesse instantanée des galets.

Elle peut être déduite du nombre d'images et donc du temps que met un galet pour traverser un hublot, les dimensions de ce dernier étant connues. A travers les hublots latéraux, ce sont surtout les galets se déplaçant en trajectoire externe qui sont visibles. A travers les hublots basaux, la variation de la vitesse instantanée en fonction du rayon de courbure de la trajectoire peut être estimée ; cependant, le hublot basal devient inutilisable lorsque les quantités de sédiment sont importantes, en particulier si les galets sont immobiles. Le traitement statistique des vitesses instantanées a été réalisé pour deux séries d'expériences : 2-4 cm, 34 kg et 6-8 cm, 34 kg. Les résultats sont présentés en figure 64. Les deux séries produisent des tendances très différentes. Pour les galets de la fraction 2-4 cm,  $U_g$  augmente vers l'extérieur du canal. La différence de vitesse est importante pour les vitesses faibles, cet effet étant accentué par l'existence d'une frange de galets immobiles contre la paroi interne du canal pour des vitesses de fluides inférieures à 2,1 m/s. La différence de vitesse s'amenuise lorsque la vitesse augmente mais la variabilité reste néanmoins élevée. Une observation qui n'apparaît pas sur le graphique est que la vitesse angulaire des galets est quant à elle relativement stable pour une vitesse de fluides donnée. Pour les galets de la fraction 6-8 cm, la

vitesse angulaire des galets augmente vers l'intérieur du canal. En revanche, la vitesse linéaire est beaucoup plus stable, même si dans l'ensemble les galets se déplacent plus vite en trajectoire externe. Le fait que la vitesse des galets soit plus grande en trajectoire externe qu'en trajectoire interne peut être relié au gradient de vitesse fluide apparaissant dans le canal dès que l'on y introduit des sédiments.

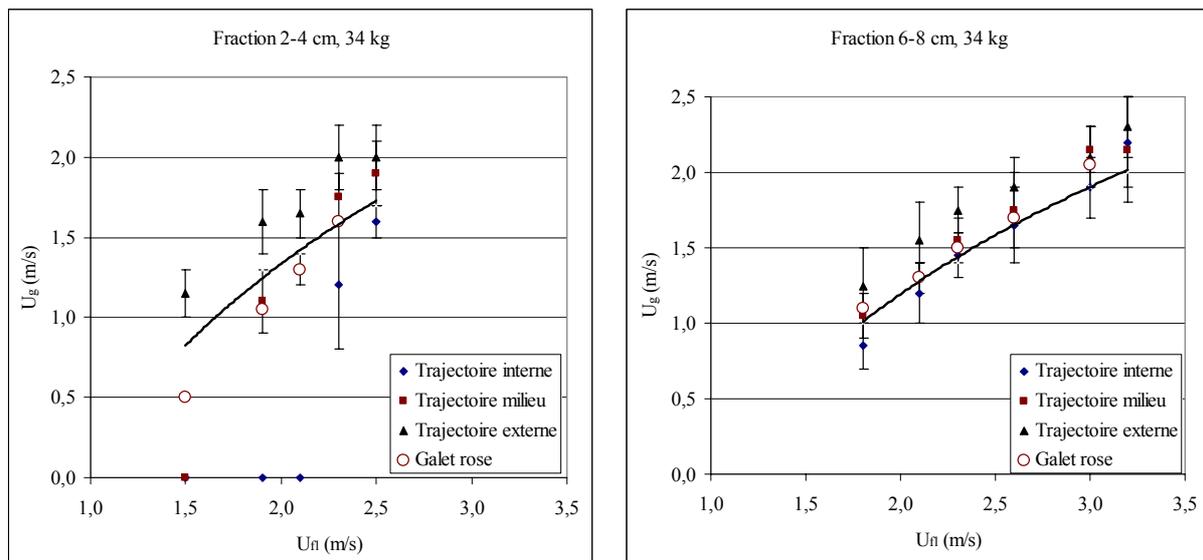


Figure 64 : estimation de la vitesse instantanée des galets en fonction du rayon de courbure de leur trajectoire. Sont également reportées les vitesses moyennes déterminées à partir du chronométrage du galet rose (cercles) et à partir de la relation empirique  $f_4$  ( $U_{fl}$ ,  $D$ ,  $P$ ) (courbes).

A partir de ces observations, il est difficile de définir les modalités du mouvement des galets par rapport à leur position dans le canal sans traiter davantage de films, ce qui fera l'objet d'un travail futur. Néanmoins, ces données permettent de démontrer la validité des vitesses moyennes des galets déduites du chronométrage du galet peint ou de la loi empirique qui en découle : ces vitesses moyennes tombent globalement dans la partie moyenne de la gamme de vitesses instantanées « balayées » par les galets à travers le canal, avec une grande incertitude pour les faibles vitesses, lorsque les galets ne sont pas tous en mouvement.

### **4.2.3. La mesure de l'érosion.**

#### **4.2.3.1. Pesée et incertitude.**

L'érosion est quantifiée par la différence de masse totale de sédiment entre le début et la fin d'une expérience. La balance prêtée par le laboratoire LIRIGM affiche une précision de 1 g pour des masses allant de 50 à 32000 g. Les galets sont pesés systématiquement selon la même procédure : ils sont mouillés (pour éviter de perdre du temps à les sécher à la fin de chaque expérience) et sont secoués dans le tamis correspondant à leur taille pendant 30 secondes afin d'éliminer la plus grande partie de l'eau adsorbée sur et entre les grains. Pour avoir une idée de l'erreur maximum que peut engendrer la pesée de galets plus ou moins mouillés, plusieurs tests ont été effectués en utilisant 35 à 70 kg de sédiments de la fraction 1-2 cm. Ces sédiments ont été pesés une première fois après un tamisage de 30 secondes, puis à des intervalles de temps variés. Si les galets sont pesés quelques minutes après la première pesée, la différence de masse maximum représente 0,03 % de la masse totale. Lorsque les galets sont pesés après avoir séché pendant 24 heures, la différence de masse est en moyenne de 0,1 % de la masse totale. Enfin, la différence de masse avoisine les 0,3 % pour des galets qui ont séché pendant 5 jours. On peut donc considérer qu'en utilisant systématiquement la même méthode, l'erreur liée à la présence d'eau dans les sédiments n'excèdera pas 0,1 % de la masse totale de sédiment ; nous utiliserons par la suite cette valeur pour les calculs d'incertitude.

L'incertitude sur la pesée est liée :

- à la précision de la balance ; celle-ci est négligeable.
- à l'éventuelle élimination de galets de l'échantillon, en particulier pour les petites fractions (galets bloqués dans le canal entre les protections, galets éventuellement perdus pendant la manipulation de l'échantillon). Cette erreur n'est pas estimable car liée à un processus très aléatoire dépendant principalement d'une variable difficilement évaluable : l'attention de l'expérimentateur. Toutes les précautions ont néanmoins été prises pour limiter au maximum ce type d'erreur.
- à « l'humidité » des galets. Il s'agit de la source d'erreur principale qui sera seule considérée par la suite.

Cette dernière incertitude est égale à  $\Delta\delta P / \delta P$ , avec  $\Delta\delta P \leq 0,2 \%$  de la masse initiale de sédiment introduite dans le dispositif (erreur double liée à la double pesée) et  $\delta P$  = masse de matériel érodé. Pour qu'elle soit faible, il faut que la quantité d'abrasion soit importante. D'une manière générale, nous avons cherché à obtenir une érosion supérieure à 500 g, ce qui correspond à des expériences d'une durée comprise entre 0,5 et 2 heures selon la quantité de galets introduite dans le canal, leur taille et leur vitesse. Les valeurs de  $\Delta\delta P / \delta P$  que nous avons obtenues sont en moyenne de 5 %, avec des valeurs extrêmes atteignant les 15 % (pour les expériences avec les taux d'érosion les plus faibles).

#### **4.2.3.2. Présentation du matériel récupéré à la fin de l'expérience.**

Le matériel introduit dans le canal a été tamisé et pesé au préalable. A la fin de chaque expérience, l'ensemble des sédiments est extrait du canal. Il est alors soumis à un nouveau tamisage et à une pesée. Les fragments présents dans le tamis de maille 0,5 mm situé entre le canal et la cuve sont également récupérés et pesés. En effet, certains fragments parviennent à sortir du canal. Plus la vitesse des fluides est importante, plus les fragments en question sont gros et abondants (ils peuvent atteindre 1 cm pour les expériences à haute vitesse). Leur forme joue également un rôle puisque les fragments sont généralement très aplatis, d'où une portance importante. Néanmoins, la quantité de matériel récupérée dans le tamis n'excède jamais 1 % de la masse de sédiments introduite dans le canal. Par conséquent, ce phénomène ne conduit pas à une modification notable des conditions expérimentales au cours d'une expérience. On distingue à la fin d'une expérience (fig. 65) :

- les galets (qui seront réutilisés pour les expériences suivantes) :
  - ceux qui n'ont pas changé de fraction,
  - ceux qui sont passés dans la fraction inférieure.
- les « produits de l'érosion » :
  - les fragments anguleux récupérés dans le canal et le tamis, tamisés avec tous les tamis disponibles afin d'établir une granulométrie grossière de ces produits,
  - les particules de taille inférieure à 0,5 mm, transportées en suspension dans l'eau mais qui finissent par décanter au fond de la cuve lorsque le dispositif ne fonctionne pas. Ces particules ont été échantillonnées et soumises à une analyse granulométrique par méthode laser.



Figure 65 : aperçu des sédiments extraits du dispositif à la fin d'une expérience (e.g. run 40).

Enfin, des taux d'érosion ont été mesurés pour certains gros galets facilement identifiables grâce à leur forme, leur couleur et/ou leur texture (§ 4.3.4.3.2.). La différence entre ces taux d'érosion individuels et les taux d'érosion moyennés sur l'ensemble des sédiments permet d'avoir une idée de la variabilité de ces taux pour du matériel que nous avons considéré comme globalement homogène.

L'ensemble des résultats est décrit et discuté dans les paragraphes suivants.

### **4.3. Les expériences d'abrasion des galets.**

#### **4.3.1. Choix du matériel utilisé.**

Pour les expériences, l'utilisation d'un matériau tendre présente l'avantage de produire des taux d'abrasion importants, ce qui facilite leur mesure, réduit la durée des expériences et par conséquent rallonge la durée de vie de la pompe, celle-ci étant soumise à l'action abrasive des fluides chargés au cours des expériences. Nous avons donc choisi d'utiliser des galets de calcaire, déjà bien arrondis afin d'éviter d'obtenir des taux importants liés à l'arrondissement des particules présentant une forte angulosité [Krumbein, 1941 ; Kuenen, 1956 ; Pearce, 1971].

Le matériel que nous utilisons ne doit pas présenter de traces d'altération. En effet, l'altération des sédiments est un facteur à prendre en compte lorsque ceux-ci sont stockés dans les plaines d'inondation pendant un temps significatif [Bradley, 1970 ; Jones et Humphrey, 1997 ; Heller et al., 2001]. L'ensemble de notre étude se réfère aux rivières en contexte orogénique actif : dans ce contexte, le stockage des sédiments est insignifiant et par conséquent l'altération est un processus dont les effets peuvent être négligés.

Le matériel doit être aussi homogène que possible mais il doit cependant avoir parcouru une distance suffisamment importante pour avoir été arrondi. Il est quasiment impossible de trouver dans les Alpes une rivière de taille suffisamment importante possédant un bassin versant calcaire monotype. Nous avons donc prélevé les galets de calcaire dans le Grand Buëch (Massif du Bochaine) au niveau d'Aspremont, (Hautes-Alpes). Les raisons de ce choix sont les suivantes :

- les roches affleurant dans le bassin versant du Grand Buëch appartiennent essentiellement à la série sédimentaire mésozoïque alpine ; il s'agit d'une série marine profonde constituée en grande partie de formations calcaires.
- la longueur amont du Grand Buëch à Aspremont est d'une trentaine de kilomètres. Sur les dix kilomètres situés juste en amont d'Aspremont, la rivière traverse les terres noires du Jurassique. Les marnes constituant cette formation ne forment pas de galets du fait de leur faible cohésion. Ainsi, les galets que l'on échantillonne à Aspremont ont parcouru au minimum une distance de dix kilomètres. Cette distance permet aux galets d'acquérir un

indice d'émoussé suffisant pour que la surestimation des taux d'érosion liée à l'angulosité du matériel soit négligeable [Krumbein, 1941 ; Kuenen, 1956].

La série affleurant dans le bassin versant du Grand Buëch comprend du plus ancien au plus récent (fig. 66) :

- les terres noires du Jurassique moyen – supérieur. Elles ne forment pas de galets.
- les calcaires pélagiques gris fins et homogènes du Jurassique supérieur (Tithonique). Roches généralement massives, elles affleurent généralement sous la forme de falaises. Elles constituent la lithologie la mieux représentée dans le bassin du Grand Buëch.
- la série crétacée anté-sénonienne. Elle correspond également à une série marine profonde et est globalement constituée d'une alternance de formations marno-calcaires, la proportion de marnes et de calcaires étant très variable selon l'étage considéré. Comme évoqué précédemment, les marnes ne forment pas de galets. Les calcaires sont généralement argileux et à grain fin.
- la série carbonatée sénonienne. Elle est caractérisée par la présence de silice sous forme de fins litages ou de nodules de silex. Cette silice accroît probablement de manière notable la résistance des matériaux à l'abrasion. Néanmoins, le zone d'affleurement du Sénonien est peu développée et elle est localisée dans la partie amont du bassin versant. Le Sénonien ne représente donc qu'une faible partie de l'échantillon prélevé à Aspremont. De plus, les nodules de silex sont aisément identifiables et peuvent être éliminés de l'échantillon.
- le tertiaire détritique. Il affleure de manière limitée au cœur du synclinal de Lus, dans la partie amont du bassin. Constitué de grès et de poudingues, sa contribution est faible lorsque l'on considère les sédiments prélevés à Aspremont. De plus, à l'instar des nodules de silex, les galets de roches détritiques sont facilement repérables et peuvent donc être éliminés.

Ainsi, les sédiments échantillonnés à Aspremont sont constitués essentiellement de galets de calcaire massif tithonique et de calcaire argileux crétacé. De plus, ce matériel présente l'avantage supplémentaire de ne pas présenter de traces d'altération apparentes.

Pour répondre à nos besoins, environ 80 kg de galets de chaque classe (1-2, 2-4, 4-6 et 6-8 cm) ont été prélevés sur le terrain. Ces sédiments constituent le matériel de base des expériences décrites dans les paragraphes suivants.

### Carte géologique simplifiée du Dévoluy - Bochaine

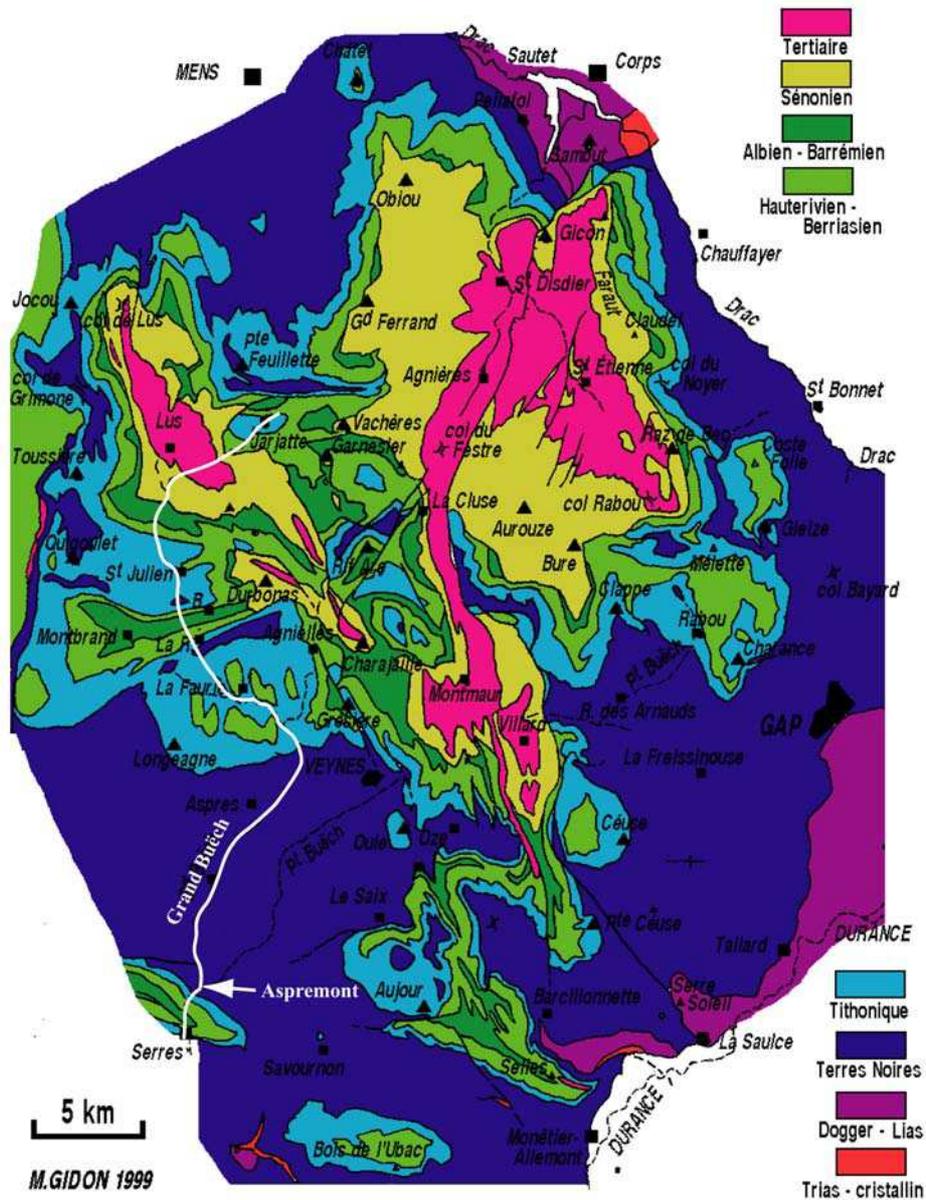


Figure 66 : carte géologique simplifiée du massif du Dévoluy-Bochaine, extrait de "GEOL-ALP" (<http://www.geol-alpes.com>), par Maurice GIDON, 1998-2003.

#### 4.3.2. Description des expériences.

45 expériences ont été réalisées entre janvier et mai 2003. Les valeurs des variables correspondantes sont présentées dans le tableau suivant. Les expériences sont présentées dans l'ordre chronologique.  $D$  = diamètre des galets,  $P$  = masse initiale de sédiments,  $U_f$  = vitesse moyenne des fluides dans le canal déduite des dimensions du vortex,  $U_g$  = vitesse moyenne des galets calculées à partir de la relation empirique du paragraphe 4.2.2.4.1. et  $d$  = distance moyenne parcourue par les galets au cours d'une expérience.

Run n°	D (cm)	P (kg)	U <sub>n</sub> (m/s)	U <sub>g</sub> (m/s)	d (km)
6	1-2	35	2,4	1,8	3,7
6	1-2	34	2,4	1,8	6,4
6	1-2	33	2,4	1,8	12,8
7	1-2	32	1,7	1,2	4,2
7	1-2	32	1,7	1,2	8,4
8	1-2	17	1,8	1,3	9,6
9	1-2	72	1,5	0,4	3,2
10	1-2	71	2,2	1,6	5,8
11	1-2	17	2,5	1,9	6,8
12	1-2	17	3,1	2,3	8,2
13	1-2	34	2,9	2,1	7,7
14	1-2	71	2,7	2,0	7,2
15	1-2	53	1,6	0,9	6,8
16	1-2	53	2,2	1,7	6,0
17	1-2	53	2,8	2,1	7,4
18	1-2	53	3,2	2,3	8,9
19	1-2	25	2,5	1,9	6,7
20	1-2	25	1,7	1,2	8,9
21	1-2	25	3,1	2,2	8,0
22	1-2	34	3,3	2,3	8,4
23	1-2	34	2,4	1,8	6,5
24	2-4	39	2,1	1,4	5,0
25	2-4	39	1,5	0,7	5,4
26	2-4	39	2,7	1,9	6,7
27	2-4	39	3,2	2,2	6,5
28	2-4	39	2,0	1,4	4,9
29	2-4	51	3,0	2,1	3,7
30	2-4	50	2,4	1,7	6,1
31	2-4	48	2,0	1,3	4,7
32	2-4	47	1,4	0,5	4,1
33	2-4	28	3,3	2,2	4,0
34	2-4	28	2,8	1,9	6,9
35	2-4	27	2,2	1,5	5,5
36	2-4	28	1,5	0,8	6,1
37	4-6	52	2,3	1,5	5,3
38	2-4	340 g	2,9	2,0 min.	86 min.
39	6-8	71	2,8	1,8	3,2
40	6-8	71	3,3	2,1	3,3
41	6-8	50	3,1	2,0	3,6
42	6-8	50	2,5	1,6	2,9
43	4-6	52	3,0	2,0	3,6
44A	4-8	75	2,3	1,2	2,1
44B	4-8	75	2,2	1,1	5,7

Les 5 premières expériences ne figurent pas dans le tableau : ce sont des tests qui ont permis de vérifier le bon fonctionnement du dispositif. Toutes les expériences ont été réalisées avec des galets de calcaire prélevé sur le Buëch à Aspremont, à l'exception des runs 44A et

44B où des galets himalayens ont été mêlés à des galets de cristallin du Drac. Ces runs seront traités à part au paragraphe 4.3.6.1. Le run 38 est un test longue durée destiné à prouver la non-abrasivité du canal ; il est présenté au paragraphe 4.3.3.

La majeure partie des expériences ont été réalisées avec des galets des fractions 1-2 et 2-4 cm. Deux et quatre expériences ont été réalisées respectivement avec des galets des fraction 4-6 et 6-8 cm. Cinq quantités de sédiment ont globalement été testées : 17 kg, 25kg, 35 kg, 52 kg et 70 kg. Ce choix a été guidé par les premières expériences réalisées, 35 kg étant la masse approximative de galets de la fraction 1-2 cm nécessaire à couvrir le fond du canal. La vitesse moyenne des fluides variait de 1,4 à 3,3 m/s, celle des galets de 0,4 à 2,3 m/s. Les distances parcourues sont comprises entre 2,9 et 12,8 km.

### **4.3.3. Test de la non-abrasivité du canal.**

Ce test correspond au run 38. Son but est de prouver que l'abrasion mesurée est uniquement due aux chocs des galets entre eux et que les chocs des galets contre les parois ou le fond du canal produisent une abrasion négligeable. Six galets de calcaire pesant de 29,38 à 107,25 g chacun ont circulé dans le canal pendant 12 heures. La vitesse moyenne des fluides était de 2,9 m/s, ce qui correspond à une vitesse moyenne des galets supérieure à 2,0 m/s : cette vitesse représente donc un minimum ; la distance minimum parcourue est donc de 86 km. La probabilité de chocs entre les galets est très faible : la différence de masse mesurée entre le début et la fin de l'expérience est essentiellement due aux chocs des galets contre les parois et le fond du canal. Les résultats sont présentés ci-dessous :

	$P_i$ (g)	$P_f$ (g)	$\Delta P$ (g)	$\Delta P / P_i$ (%)	$\Delta P / (P_i \times d)$ (% / km)
Galet 1	90,41	89,98	0,43	0,48	0,005
Galet 2	107,25	107,07	0,18	0,17	0,002
Galet 3	47,5	47,28	0,22	0,46	0,005
Galet 4	29,89	29,91	-0,02 (!)	-0,07	-0,001
Galet 5	29,38	29,3	0,08	0,27	0,003
Galet 6	36,94	36,57	0,37	1,00	0,011

$P_i$  = masse initiale,  $P_f$  = masse finale et  $d$  = distance parcourue. La balance utilisée affiche une précision de 10 mg.

Le taux d'abrasion maximum mesuré est de 0,011 % de perte de masse par kilomètre. Il est un ordre de magnitude inférieur aux taux d'abrasion minimums mesurés au cours des expériences d'abrasion, voire deux ordres de magnitude pour des vitesses de galets équivalentes (voir paragraphe suivant). Le test de non-abrasivité du canal est donc concluant.

#### **4.3.4. Les taux d'abrasion expérimentaux.**

##### **4.3.4.1. Définition des produits de l'érosion.**

A la fin de chaque expérience, des galets et des fragments de tailles variées ont été récupérés et pesés. Avant de calculer des taux d'abrasion, il est nécessaire de définir ce que nous considérons comme « produit de l'abrasion ». Nous avons choisi de faire cette distinction à partir de la taille des particules en considérant les classes que nous avons utilisées : 1-2, 2-4, 4-6 et 6-8 cm. D'une manière générale, nous considérons comme « produit de l'érosion » l'ensemble des particules solides se trouvant au moins deux classes en dessous de celle des galets utilisés aux cours de l'expérience, c'est-à-dire les fragments inférieurs à 4 cm, 2 cm, et 1 cm pour les galets des fractions 6-8, 4-6, et 2-4 cm respectivement. Pour la fraction 1-2 cm, cette condition n'a pas été satisfaite du fait de la difficulté de récupérer l'ensemble des fragments de taille inférieure à 1 cm et de caractériser rapidement leur granulométrie : nous nous sommes donc appliqués, pour les éléments de taille inférieure à 1 cm, à distinguer les galets (arrondis) des fragments (anguleux) ; seuls ces fragments ont été considéré dans le calcul du taux d'abrasion.

Cette procédure a été choisie dans le but d'étudier l'abrasion *sensus stricto* et d'éviter de comptabiliser les gros éléments issus de l'éclatement des galets : ce processus de réduction de taille est efficace (voir § 4.3.5.), en particulier lorsque la vitesse et/ou la taille des particules est importante, mais il est aléatoire et relativement peu fréquent. Dans le cas où les fragments qu'il produit seraient pris en compte, le taux d'abrasion peut être accru significativement. Cette procédure permet également d'éviter les erreurs liées à la difficulté de distinguer, dans la classe située directement sous celle des galets utilisés, un galet peu émoussé d'un élément produit par la fragmentation d'un galet.

##### **4.3.4.2. Les données brutes.**

Les données expérimentales sont présentées dans leur intégralité en annexe II.

Les taux d'abrasion obtenus en se conformant à la procédure décrite au paragraphe précédent sont présentés dans le tableau suivant. Les expériences sont classées par taille, quantité puis vitesse des galets croissantes.  $E$  = taux d'érosion en pourcentage de la masse initiale par kilomètre.

Run n°	D (cm)	P (kg)	U <sub>g</sub> (m/s)	d (km)	E (% / km)
8	1-2	17	1,3	9,6	0,21
11	1-2	17	1,9	6,8	0,41
12	1-2	17	2,3	8,2	0,56
20	1-2	25	1,2	8,9	0,18
19	1-2	25	1,9	6,7	0,32
21	1-2	25	2,2	8,0	0,41
7	1-2	32	1,2	4,2	0,16
7	1-2	32	1,2	8,4	0,17
6	1-2	35	1,8	3,7	0,41
6	1-2	34	1,8	6,4	0,38
6	1-2	33	1,8	12,8	0,35
23	1-2	34	1,8	6,5	0,28
13	1-2	34	2,1	7,7	0,60
22	1-2	34	2,3	8,4	0,60
15	1-2	53	0,9	6,8	0,11
16	1-2	53	1,7	6,0	0,24
17	1-2	53	2,1	7,4	0,40
18	1-2	53	2,3	8,9	0,64
9	1-2	72	0,4	3,2	0,29
10	1-2	71	1,6	5,8	0,21
14	1-2	71	2,0	7,2	0,37
36	2-4	28	0,8	6,1	0,19
35	2-4	27	1,5	5,5	0,37
34	2-4	28	1,9	6,9	0,52
33	2-4	28	2,2	4,0	0,58
25	2-4	39	0,7	5,4	0,19
24	2-4	39	1,4	5,0	0,34
28	2-4	39	1,4	4,9	0,39
26	2-4	39	1,9	6,7	0,61
27	2-4	39	2,2	6,5	0,91
32	2-4	47	0,5	4,1	0,17
31	2-4	48	1,3	4,7	0,32
30	2-4	50	1,7	6,1	0,53
29	2-4	51	2,1	3,7	0,65
37	4-6	52	1,5	5,3	0,95
43	4-6	52	2,0	3,6	1,08

Run n°	D (cm)	P (kg)	U <sub>g</sub> (m/s)	d (km)	E (% / km)
42	6-8	50	1,6	2,9	0,54
41	6-8	50	2,0	3,6	0,77
39	6-8	71	1,8	3,2	0,90
40	6-8	71	2,1	3,3	1,12

Avant d'interpréter ces résultats, un certain nombre de précautions sont à prendre, liées aux conditions dans lesquelles se sont déroulées les expériences. Ces précautions sont l'objet du paragraphe suivant.

#### 4.3.4.3. Calcul des incertitudes sur les mesures.

Un certain nombre de phénomènes, liés aux conditions expérimentales ou aux méthodes de mesure, induisent des incertitudes et des biais sur les résultats obtenus. Nous tâchons dans ce paragraphe d'en faire un inventaire et d'estimer l'influence qu'ils peuvent avoir sur la validité et la précision des mesures effectuées.

##### 4.3.4.3.1. Incertitude sur les mesures absolues.

Le taux d'érosion E est calculé en effectuant le rapport  $\frac{\delta P}{P_i \cdot t \cdot U_g}$  avec  $\delta P$  = masse de matériel érodé,  $P_i$  = masse initiale de sédiments,  $t$  = durée de l'expérience et  $U_g$  = vitesse des galets calculée à partir de la relation empirique présentée au paragraphe 4.2.2.4.1. L'incertitude relative sur E est donc la somme des incertitudes relatives correspondant à chacun des termes. Les incertitudes sur  $P_i$  et sur  $t$  sont négligeables par rapport aux suivantes : l'incertitude sur  $\delta P$  est en moyenne de 5 % avec des valeurs extrêmes à 15 % (§ 4.2.3.1.) ; l'incertitude sur  $U_g$  (§ 4.2.2.4.1. et annexe I) est très variable:

- de 10 à 60 % pour des valeurs de  $U_g$  inférieures à 1,2 m/s, les fortes incertitudes correspondant principalement aux expériences avec une quantité de sédiments importante ; cela concerne les expériences 7, 9, 15, 25, 32 et 36. L'incertitude  $\Delta E / E$  est donc comprise entre 15 et 75 %.
- et de 7 à 20 % pour des valeurs de  $U_g$  supérieures à 1,2 m/s, d'où une incertitude  $\Delta E / E$  comprise entre 12 et 35 %.

Ces incertitudes relativement importantes devront être prises en compte en particulier lorsque ces taux d'érosion seront comparés à des taux mesurés sur le terrain où à des taux expérimentaux obtenus par d'autres études. Dans le cadre de notre étude, on peut supposer que certaines erreurs se produisent de manière plus ou moins systématique et que la précision des mesures d'une expérience à l'autre soit meilleure que ce qui précède laisse suggérer : les résultats seraient à priori comparables. Les tendances relativement régulières esquissées par les résultats expérimentaux (§ 4.3.4.4.) vont dans ce sens.

#### 4.3.4.3.2. Variabilité des taux d'abrasion au cours d'une expérience pour des galets considérés individuellement.

Neuf galets de calcaire du Buëch à l'aspect particulier ont pu être suivis au cours des expériences 39 à 42. Leurs taux d'abrasion individuels (en % de la masse initiale par km) ont été mesurés pour chaque expérience. Ils sont présentés dans le tableau suivant :

n° galet	Run 39	Run 40	Run 41	Run 42	<i>P initial (g)</i>
1	0,38%	0,52%	0,44%	0,31%	1037
2	0,09%	0,18%	0,14%	0,24%	880
3	0,16%	0,24%	0,19%	0,17%	744
4	0,50%	0,85%	éclaté		701
5	0,91%	éclaté			453
6	0,94%	1,30%	0,94%	0,90%	598
7				0,48%	444
8 (*)	2,78%	→ Fraction 4-6 cm			305
9		1,12%	0,92%	0,97%	682
<b>Moyenne</b>	<b>0,82%</b>	<b>0,70%</b>	<b>0,53%</b>	<b>0,51%</b>	
<b>E<sub>global</sub> (**)</b>	<b>0,90%</b>	<b>1,12%</b>	<b>0,77%</b>	<b>0,54%</b>	

(\*) Le galet n°8 a perdu un fragment au cours du run 39, ce qui a contribué à le faire passer dans la fraction inférieure. (\*\*) E<sub>global</sub> est le taux d'abrasion obtenu pour l'ensemble des sédiments à chaque expérience.

Ces résultats sont également présentés sous forme graphique en figure 67.

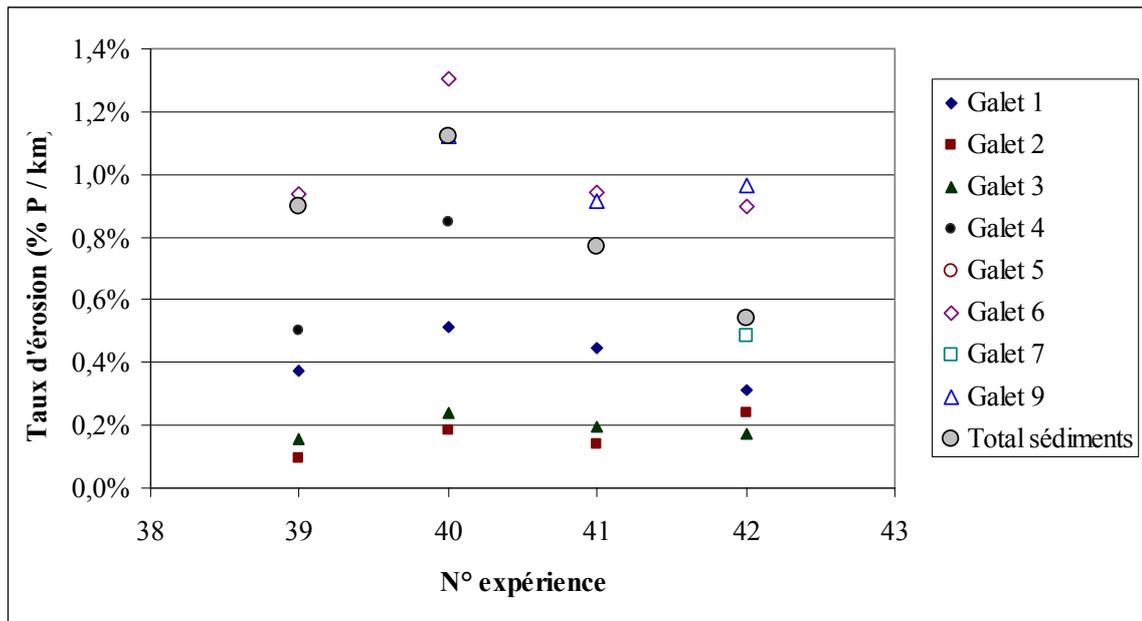


Figure 67 : taux d'abrasions individuels pour les neuf galets-test des expériences 39 à 42 (fraction 6-8 cm, 50 à 70 kg de sédiments, vitesse des galets comprise entre 1,6 et 2,1 m/s).

On constate que les taux d'abrasion individuels montrent une grande variabilité et des résultats qui diffèrent parfois d'un ordre de grandeur. Ce phénomène est lié aux propriétés intrinsèques des matériaux ; en effet, ce sont toujours les mêmes galets qui présentent, et avec une belle régularité, les plus forts ou les plus faibles taux d'abrasion. Certains galets présentent donc une résistance à l'abrasion plus importante que d'autres. Le matériel, malgré une composante calcaire dominante, est donc loin d'être homogène, contrairement à ce que nous avons supposé en le prélevant sur le Buëch. Néanmoins, les variations des taux d'érosion individuels d'une expérience à l'autre suivent très bien la tendance dessinée par les variations de  $E_{global}$ . L'échantillon global moyenne donc relativement bien les effets liés à la diversité des matériaux qu'il contient.

Notons enfin qu'une dépendance en masse au sein d'une même classe ne doit pas être exclue. En effet, les taux d'abrasion les plus élevés correspondent globalement aux galets les plus petits et vice-versa.

#### 4.3.4.3.3. Effet de l'utilisation répétée des mêmes sédiments d'une expérience à l'autre.

Les mêmes galets sont utilisés durant plusieurs expériences. La distance totale parcourue augmentant à la suite de chaque expérience, des modifications de leurs

caractéristiques s'opèrent, pouvant avoir une influence sur les taux d'abrasion. Ces modifications peuvent être appréhendées à l'œil nu : elles concernent principalement l'éroussé et la taille des galets. Ainsi, on constate que, expérience après expérience, les galets deviennent de plus en plus éroussés tandis que leur taille moyenne diminue, et ce malgré l'élimination des galets qui sortent de la fraction considérée et l'ajout de matériel frais d'une expérience à l'autre. La combinaison des deux processus devrait avoir tendance à réduire les taux d'abrasion, ceux-ci étant d'autant plus importants que les galets sont anguleux et que la taille moyenne du matériel utilisé est importante.

Le changement de taille moyenne peut être estimé en procédant à certaines simplifications. Plaçons nous dans le système en  $\Phi$  de taille des particules, avec  $D = 2^\Phi$  ( $D$  = diamètre de la particule en mm). Considérons une fraction  $\left[ \bar{\Phi} - \frac{1}{2}, \bar{\Phi} + \frac{1}{2} \right]$  caractérisée par une équipartition des distributions en  $\Phi$  sur l'intervalle,  $\bar{\Phi}$  représentant la taille moyenne. Pour caractériser le changement de la taille moyenne des sédiments d'une expérience à l'autre, on peut écrire :

$$\bar{\Phi}_{i+1} = \frac{(\bar{\Phi}_i - d\Phi/2)(P_i - dP) + \bar{\Phi}_r \cdot \Delta P}{P_i - dP + \Delta P}, \text{ avec :}$$

$\bar{\Phi}_i$  = taille moyenne des sédiments au début de la  $i^{\text{ème}}$  expérience,

$d\Phi$  = diminution de taille au cours de la  $i^{\text{ème}}$  expérience,

$P_i$  = masse initiale de sédiment introduite au début de l'expérience,

$dP$  = masse de matériel érodé au cours de l'expérience,

$\bar{\Phi}_r$  = taille moyenne des sédiments rajoutés au début de la  $(i+1)^{\text{ème}}$  expérience,

$\Delta P$  = masse de matériel rajouté au début de la  $(i+1)^{\text{ème}}$  expérience,  $\Delta P > 0$ .

Notons que le terme  $d\Phi$  est divisé par deux du fait du retrait de la fraction inférieure à  $(\bar{\Phi} - 1/2)$  à la fin de chaque expérience. Pour les expériences 6 à 9 pour lesquelles cette procédure n'a pas été effectuée,  $d\Phi$  ne doit pas être divisé.

$d\Phi$  peut être estimé à partir du taux d'érosion  $dP/P$  :

$$D = 2^\Phi = e^{\Phi \ln 2} \rightarrow \frac{dD}{D} = \frac{d(\Phi \ln 2)}{D} D = \ln 2 \cdot d\Phi$$

$$\text{Or } \frac{dD}{D} = \frac{1}{3} \frac{dP}{P} \rightarrow d\Phi = \frac{1}{3 \ln 2} \frac{dP}{P}$$

La réduction de la taille moyenne des galets a été estimée pour l'ensemble des expériences. D'une expérience à l'autre, elle est relativement faible, en moyenne de 0,4 % avec une valeur maximum de 1,5 %. En revanche, si l'on cumule les réductions de taille successives, on constate que :

- pour la fraction 1-2 cm, la réduction de taille entre les expériences 6 et 23 est de 5,2 %, ce qui correspond à une réduction de masse de 15,6 %,
- pour la fraction 2-4 cm, la réduction de taille entre les expériences 24 et 36 est de 3,7 %, ce qui correspond à une réduction de masse de 11,0 %,
- pour la fraction 6-8 cm, la réduction de taille entre les expériences 39 et 42 est de 1,4 %, ce qui correspond à une réduction de masse de 4,1 %.

Ces variations cumulées ne sont pas négligeables et elles peuvent influencer sur les taux d'érosion, en particulier si la masse individuelle des galets est un facteur contrôlant majeur.

Plusieurs expériences test ont été réalisées dans le but de tester les effets des modifications de taille et d'émoussé des galets (voir tableau § 4.3.4.2.).

L'expérience 6 tout d'abord a été réalisée sur une demi, une puis deux heures. Les taux d'abrasion respectifs obtenus sont de 0,41, 0,38 et 0,35 % par km : on constate une tendance à la réduction des taux.

De la même manière, l'expérience 7 a été réalisée sur une puis deux heures. Les taux obtenus sont semblables, respectivement de 0,16 et 0,17 % par km.

En utilisant toujours les mêmes sédiments, l'expérience 23 a été réalisée dans les mêmes conditions que l'expérience 6. La taille moyenne des galets a été réduite d'environ 5 %, la masse moyenne d'environ 15 % . Le taux d'abrasion passe quant à lui de 0,35 à 0,28 % par km, soit une réduction de 20 %.

Enfin, les résultats des expériences 13 et 22 peuvent être comparés. La même quantité de galets a été utilisée mais la vitesse moyenne des particules est différente : 2,1 m/s pour le run 13 et 2,3 m/s pour le run 22. De telles différences de vitesse produisent généralement des taux d'abrasion contrastés, d'autant plus importants que la vitesse est grande. Or, les taux obtenus sont similaires, 0,60 % par km. La sous-estimation des taux d'abrasion de l'expérience 22 par rapport à ceux de l'expérience 13 pourraient être liés au fait que les galets utilisés ont effectué un plus grand nombre d'expériences et ont par conséquent subi des modifications de taille et de forme plus conséquentes.

Ainsi, il semblerait que l'augmentation de l'indice d'émoussé et la réduction de la taille moyenne des galets au cours du déroulement des expériences successives soit à l'origine d'une sous-estimation croissante des taux d'abrasion. Au vu des arguments et des expériences test présentées ci-dessus, cette sous-estimation deviendrait significative au delà d'une dizaine d'expérience.

Cependant, l'une des expériences test réalisée montre une tendance inverse. Le run 28 est une réplique du run 24 mais avec des galets dont la taille moyenne a été en théorie réduite de 1,8 %. Les taux d'abrasion de l'expérience 28 sont pourtant supérieurs à ceux de l'expérience 24 (0,39 contre 0,34 % par km). Cette différence ne peut être entièrement liée aux incertitudes sur les mesures, celles-ci étant minimisées par la similitude des conditions expérimentales. Cette dernière comparaison suggère donc que les dérives observées précédemment ne sont pas systématiques ou plutôt qu'une erreur de l'ordre de 15 % semble associée à notre procédure sur la mesure des taux d'abrasion (erreur de pesée + hétérogénéité du matériel utilisé).

Au final, il semble que l'incertitude absolue liée à l'ensemble de nos mesures soit de l'ordre de 20-25 % lorsque tous les galets sont en mouvement mais puisse atteindre 60-70 % pour les expériences à plus faible vitesse, en raison essentiellement d'une estimation imprécise des vitesses moyennes des galets.

#### **4.3.4.4. Interprétation des résultats.**

##### 4.3.4.4.1. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la vitesse des particules.

Les résultats obtenus pour les galets de la fraction 1-2 et 2-4 cm sont synthétisés en figures 68 et 69.

Première constatation : pour une quantité de sédiment donnée, le taux d'abrasion  $E$  augmente avec la vitesse des galets  $U_g$  (fig. 68 (a) et 69 (a)). La même tendance est observée pour les galets des fractions 4-6 et 6-8 cm. Ce résultat va dans le même sens que ceux des expériences de Kuenen [1956] qui montrent une relation linéaire entre  $E$  et  $(U_g)^2$ . Cette relation est compatible avec nos résultats : si l'on considère l'ensemble des données

indépendamment de la quantité de sédiments, on remarque qu'une relation de la forme  $E = k (U_g)^2$  reproduit bien les résultats, avec  $k = 0,11$  et  $0,16$  pour les fractions 1-2 et 2-4 cm respectivement. Cependant, la gamme de variation des vitesses et les incertitudes trop larges à faible vitesse ne permettent pas de privilégier sans ambiguïté une loi d'ordre deux au détriment d'une simple loi affine. Par ailleurs, les résultats obtenus pour différentes quantités de sédiments indiquent une dépendance de la loi en vitesse par rapport à cette dernière variable.

#### 4.3.4.4.2. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la quantité de sédiments.

Lorsque l'on fait varier la quantité de sédiments introduite dans le canal (fig. 68 (b), (c), et 69 (b), (c)), on constate que les taux d'abrasion maximums correspondent à des quantités intermédiaires.

Pour la fraction 1-2 cm, le maximum se situe autour de 33 kg, masse de sédiment globalement nécessaire pour couvrir entièrement le fond du canal. Pour des quantités inférieures,  $E$  augmente lorsque la masse augmente ; cet effet peut être comparé au « tool effect » défini par Sklar et Dietrich [2001] : en augmentant le nombre d'outils d'abrasion, en l'occurrence les galets, on augmente leur probabilité d'impact « abrasif » (galet contre galet) et par conséquent leur quantité d'abrasion  $dP_g$ . Pour des quantités supérieures à 33 kg,  $E$  reste plus ou moins stable, voire régresse lorsque la masse augmente. Ce phénomène serait lié au fait qu'à partir du moment où une couverture sédimentaire conséquente se développe sur l'ensemble du fond, la probabilité d'impact « abrasif » et donc l'érosion  $dP_g$  d'un galet en mouvement atteint un maximum et n'augmente donc plus significativement. Un effet de masque qui peut s'apparenter au « coverage effect » de Sklar et Dietrich [2001] pourrait éventuellement se produire lorsque la quantité de sédiment devient très importante ; il serait associé au fait que les galets circulant sur plusieurs couches peuvent se protéger les uns des autres et il engendrerait une diminution de  $dP_g$  et par conséquent de  $E$ .

Notons que j'ai choisi d'accorder moins d'importance aux données des expériences à 25 kg : elles montrent des taux d'abrasion systématiquement inférieurs à ce que nous serions logiquement en droit d'attendre. Ces expériences étant les dernières à avoir été réalisées avec les galets de 1-2 cm, elles peuvent être sujettes à une sous-estimation des taux induite par les modifications de la taille et de l'émoissé des galets au cours des expériences successives (voir § 4.3.4.3.3.).

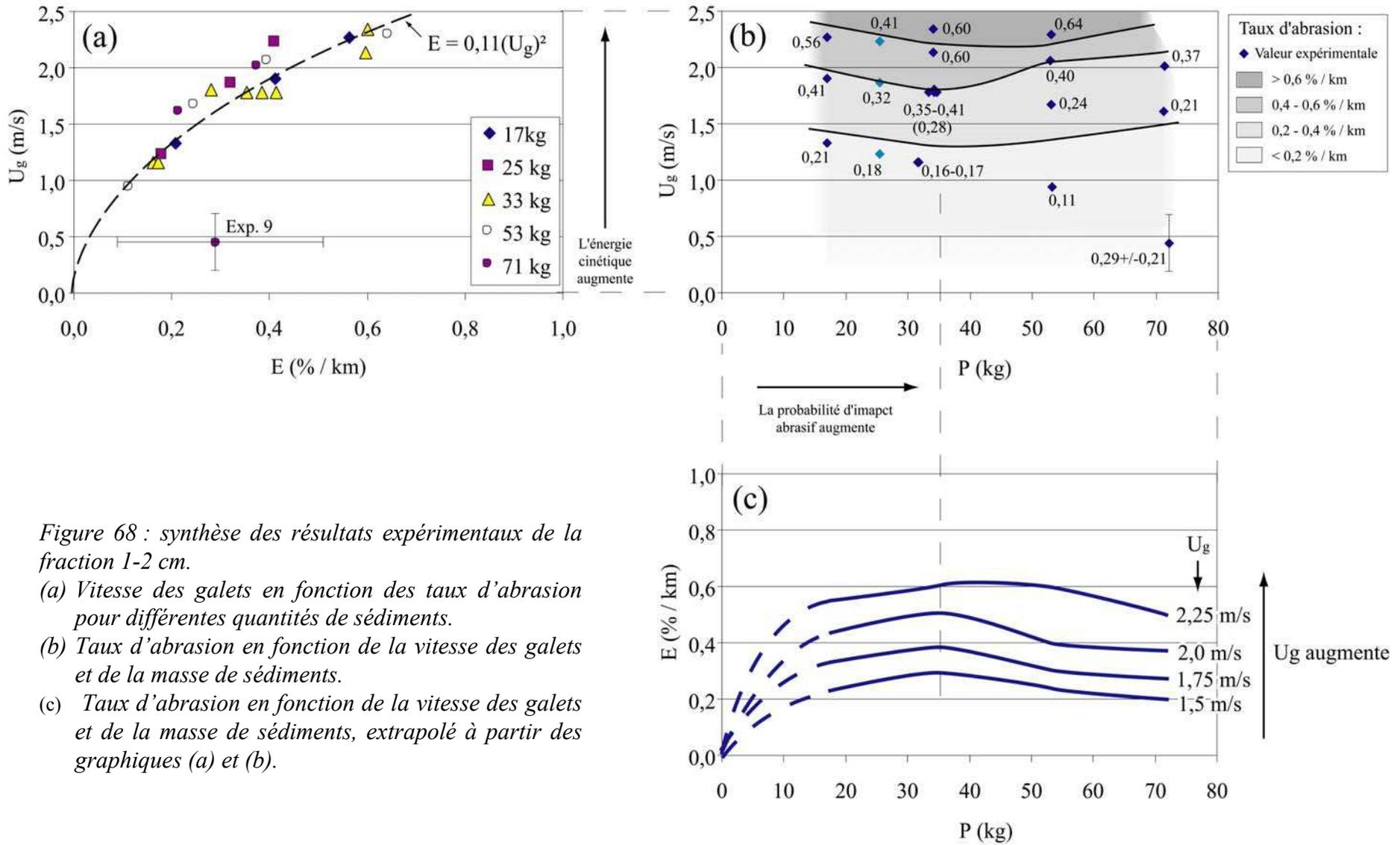


Figure 68 : synthèse des résultats expérimentaux de la fraction 1-2 cm.

- (a) Vitesse des galets en fonction des taux d'abrasion pour différentes quantités de sédiments.
- (b) Taux d'abrasion en fonction de la vitesse des galets et de la masse de sédiments.
- (c) Taux d'abrasion en fonction de la vitesse des galets et de la masse de sédiments, extrapolé à partir des graphiques (a) et (b).

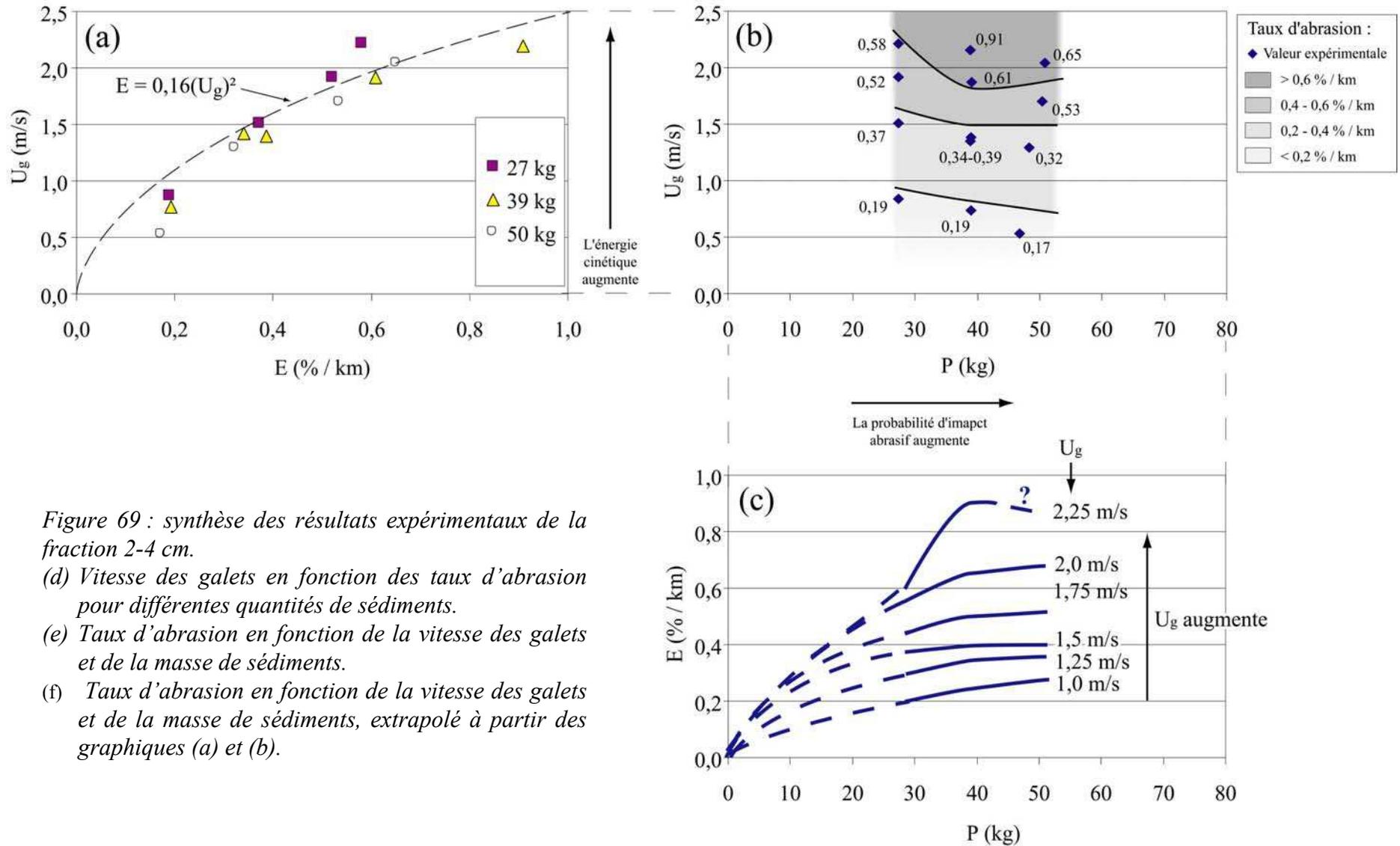


Figure 69 : synthèse des résultats expérimentaux de la fraction 2-4 cm.

- (d) Vitesse des galets en fonction des taux d'abrasion pour différentes quantités de sédiments.
- (e) Taux d'abrasion en fonction de la vitesse des galets et de la masse de sédiments.
- (f) Taux d'abrasion en fonction de la vitesse des galets et de la masse de sédiments, extrapolé à partir des graphiques (a) et (b).

Les expériences à 2-4 cm montrent globalement la même tendance avec néanmoins des valeurs de E maximum correspondant à des masses de sédiment plus importantes. Si l'on considère que les valeurs maximum correspondent à la masse pour laquelle le fond du canal est couvert, cette tendance est logique. En effet, supposons que les galets sont des sphères de diamètre D (fig. 70). Dans le cas 1, la surface couverte S est égale au nombre de galets  $n_g$  multiplié par  $D^2$ . Or  $n_g = \frac{P_s}{P_g} = \frac{6}{\pi\rho} \frac{P_s}{D^3}$  avec  $P_s$  la masse totale de sédiment et  $\rho$  la masse volumique des sédiments. On obtient donc une surface couverte  $S = \frac{6}{\pi\rho} \frac{P_s}{D}$ .

Dans le cas 2,  $S = n_g \frac{\sqrt{3}}{2} D^2 = \frac{3\sqrt{3}}{\pi\rho} \frac{P_s}{D}$ .

Ainsi, dans les deux cas, si  $P_{s1}$  est la masse nécessaire pour couvrir une surface avec des galets de diamètre  $D_1$ , la masse  $P_{s2}$  pour faire de même avec des galets de diamètre  $D_2$  est égale à  $(D_2/D_1) \times P_{s1}$ . Pour les galets de 2-4 cm, cela correspond à une masse d'environ 70 kg. Des données supplémentaires sont donc nécessaires pour mieux caractériser le phénomène.

Notons que si l'on remplace les diamètres par les valeurs numériques, on obtient en théorie des masses pour couvrir le fond du canal inférieures aux masses qu'il nous a fallu dans la pratique (fig. 70bis). Cela peut être lié à la forme des galets qui est bien plus irrégulière qu'une sphère, au chevauchement potentiel des galets introduits dans le canal et à l'utilisation de tamis à maille carrée pour le calibrage du matériel, cette dernière procédure induisant une sous estimation de l'axe b des galets, comme cela est décrit dans l'appendice A du Chapitre 2.

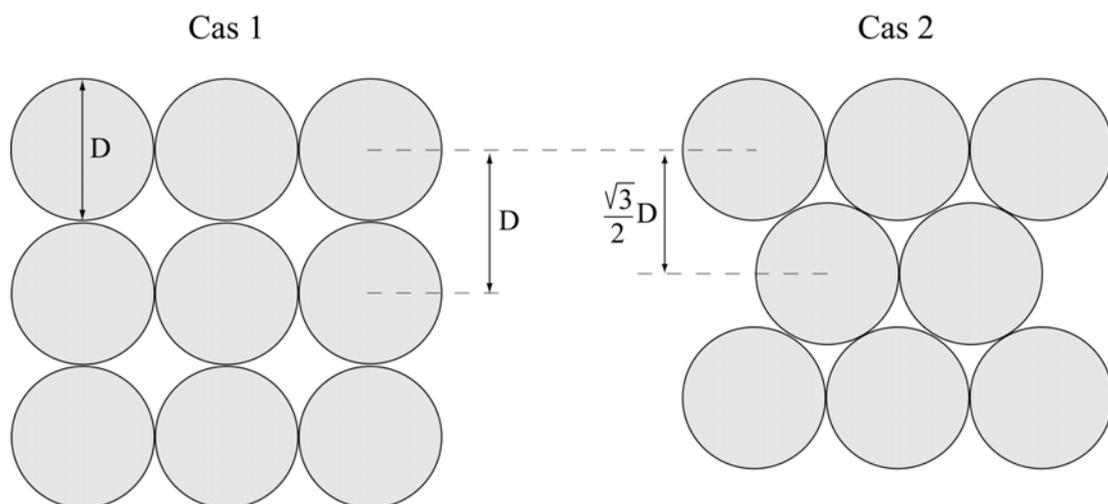


Figure 70 : disposition des galets considérée pour le calcul de la masse de sédiments nécessaire à la couverture du fond du canal.

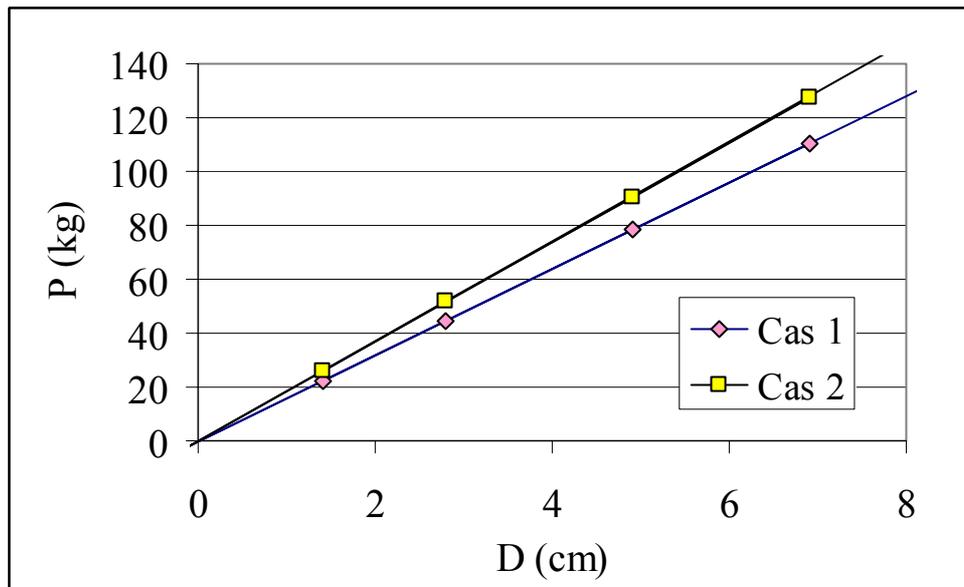


Figure 70bis : masse théorique  $P$  de galets de diamètre  $D$  nécessaire à la couverture du fond du canal en fonction de leur agencement.

Les données des expériences à 6-8 cm sont peu nombreuses. Elles montrent néanmoins une augmentation de  $E$  lorsque la masse augmente. La masse caractérisant le taux d'abrasion maximum n'a donc pas été atteinte. En partant du principe énoncé au paragraphe précédent, on déduit que le fond sera couvert de galets de 6-8 cm pour une masse de sédiment d'environ 160 kg.

Enfin, l'ensemble de ces résultats nous suggère que les conditions expérimentales se rapprochent de conditions « à fond rocheux » lorsque la quantité de sédiments est telle que la couverture du fond est complète. Les taux d'abrasion maximums correspondant à cette configuration ne seraient donc pas sujet à la sous-estimation que provoque en théorie l'utilisation d'un fond non-abrasif. Une différence persiste néanmoins entre expérience à fond rocheux et expérience à fond couvert de sédiments : la vitesse différentielle d'impact ; l'énergie et donc l'abrasion liée à l'impact d'un galet sur un substrat rocheux immobile est plus importante que si le galet impacte un autre galet se déplaçant dans la même direction.

Notons que les résultats que nous venons de décrire ne permettent pas d'aborder le problème d'un point de vue énergétique. En effet, c'est à vitesse des galets constante, c'est-à-dire quantité de mouvement constante, que l'on observe une quantité de sédiment seuil au dessus de laquelle le taux d'érosion n'augmente plus significativement. Nous avons expliqué

ce phénomène par le fait que la probabilité d'impact abrasif atteint un maximum à partir de la quantité de sédiment en question et que par conséquent, l'énergie des chocs étant maintenue constante ( $U_g = \text{constante}$ ), les taux d'abrasion deviennent indépendants de la masse de sédiments introduite dans le canal.

Or, pour maintenir à vitesse constante des galets de plus en plus abondants, il est nécessaire d'augmenter le débit, c'est-à-dire le flux de quantité de mouvement. Dans la nature, une augmentation de la quantité de sédiments conduit à une réduction de la vitesse des fluides. Pour un débit donné, cette réduction de vitesse provoque un accroissement de la hauteur d'eau et par conséquent de la capacité de transport, jusqu'à ce qu'un équilibre s'établisse. Dans le canal, la hauteur d'eau est fixe et seule une augmentation de la vitesse des fluides peut permettre un accroissement de la capacité de transport. D'où la nécessité d'utiliser une variable exprimant la capacité de transport dans le but de relier les conditions expérimentales aux rivières naturelles. La contrainte cisailante basale est la variable que nous utilisons. Si nous présentons les résultats de la même manière qu'en figure 68 (c) et 69 (c) mais en considérant maintenant la contrainte cisailante basale  $\tau$  constante, on observe une nette diminution du taux d'abrasion à partir de la quantité seuil (fig. 71). Ce phénomène s'explique assez simplement puisque, l'énergie fournie par les fluides étant maintenue constante, les galets sont mis en mouvement à une moindre vitesse lorsque leur quantité augmente ; la quantité de mouvement reçue par chaque galet décroît et les taux d'abrasion élémentaire et total font donc de même. Le « coverage effect » que nous avons évoqué pour expliquer le phénomène de stagnation et de décroissance des taux d'abrasion lorsque la quantité de sédiments augmente est donc inadapté à la situation, en particulier lorsque tous les galets sont en mouvement mais à une vitesse moindre ; le phénomène à l'origine de la décroissance des taux s'apparenterait plutôt à de la diffusion / dispersion de quantité de mouvement.

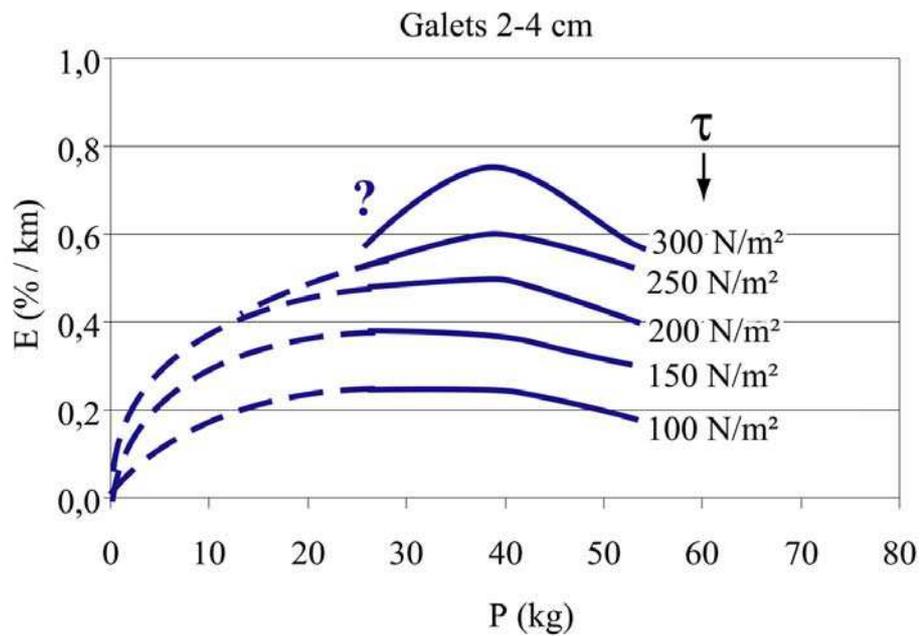
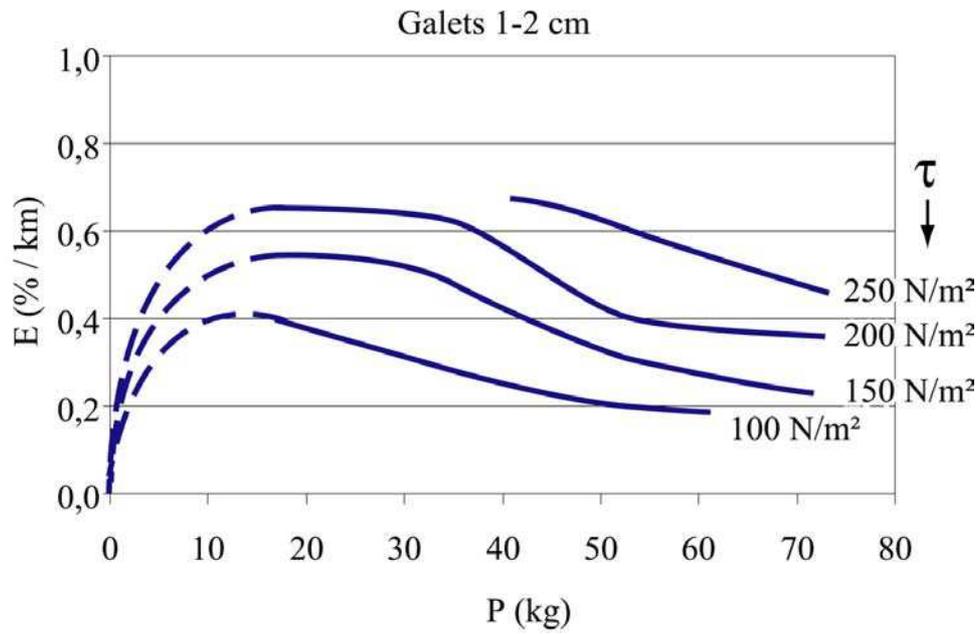


Figure 71 : évolution des taux d'abrasion en fonction de la masse de sédiments  $P$  introduite dans le canal pour des valeurs de la contrainte cisailante basale  $\tau$  données. Le calcul de  $\tau$  est présenté au § 4.2.1.2.3.

#### 4.3.4.4.3. Influence de la taille des particules sur les taux d'abrasion.

Pour la détermination de la dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la taille des particules, celle-ci est rapportée à la moyenne géométrique de la classe considérée : 1,4 cm, 2,8 cm, 4,9 cm et 6,9 cm respectivement pour les fractions 1-2 cm, 2-4 cm, 4-6 cm et 6-8 cm.

Pour être comparables, les taux d'abrasion doivent correspondre à des conditions expérimentales similaires. Pour être vraiment rigoureux, il aurait fallu utiliser les taux maximums correspondant globalement aux quantités de sédiments pour lesquelles le fond du canal est couvert. Cependant, ces taux n'ont été caractérisés que pour les galets de la fraction 1-2 cm. Nous allons donc nous placer dans des conditions où les probabilités d'occurrence d'impacts «abrasifs» sont similaires, c'est-à-dire dans des conditions où les degrés de couverture du fond sont semblables. Si  $P_1$  est la masse de galets de diamètre  $D_1$  correspondant à un degré de couverture donné, la masse  $P_2$  de galets de diamètre  $D_2$  nécessaire pour obtenir un degré de couverture équivalent est égal à  $(D_2/D_1) \times P_1$ . Nous allons donc considérer les expériences suivantes :

- 1-2 cm, 17 kg,
- 2-4 cm, 28 kg,
- 4-6 cm, 52 kg,
- 6-8 cm, 71 kg.

Les résultats sont présentés en figure 72.

On constate pour les fractions 1-2 et 2-4 cm qui sont les mieux contraintes une augmentation de E avec D. En revanche, cette tendance s'inverse lorsque l'on passe au dessus de la fraction 4-6 cm. Devant le peu de mesures correspondant aux fractions en question et à l'incertitude significative qui leur est associée, il est aisé d'évoquer l'erreur expérimentale. Cependant, d'autres explications peuvent être envisagées, comme par exemple une réduction de l'abrasion liée à l'augmentation de la surface de contact lorsque la taille des particules augmente ; celle-ci induirait une répartition plus large de l'énergie au moment de l'impact d'où une réduction des dégâts causés. Cette hypothèse doit néanmoins être confirmée par la réalisation d'expériences complémentaires.

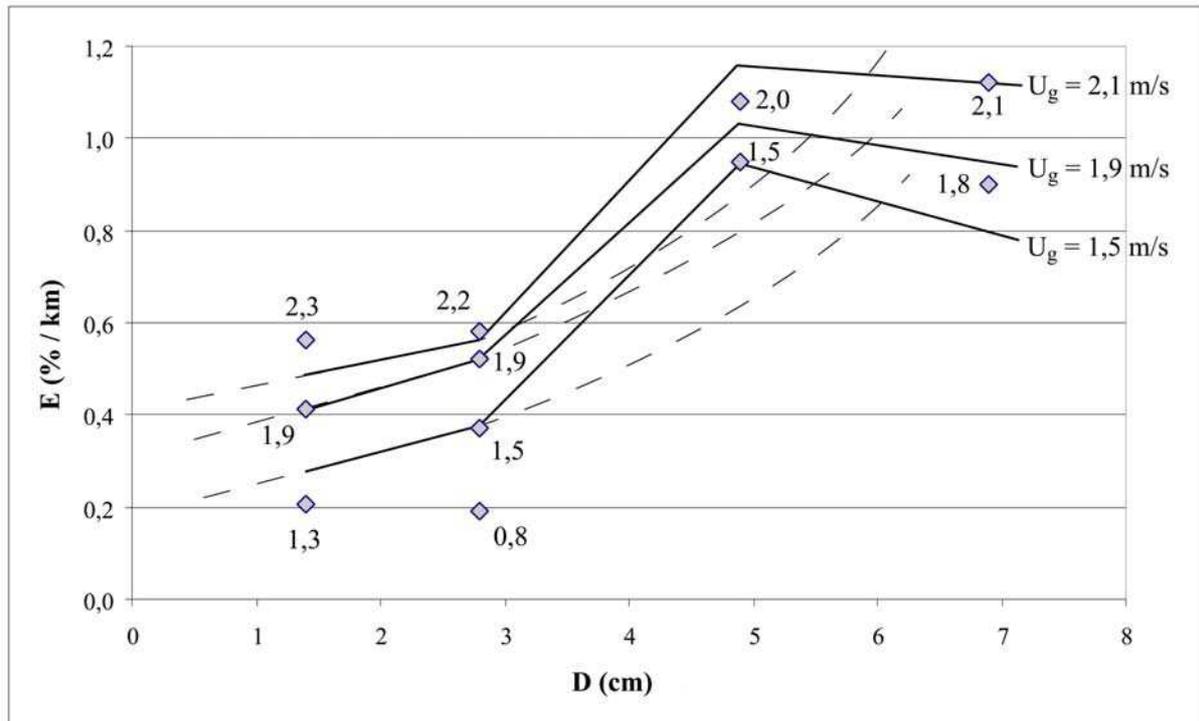


Figure 72 : évolution du taux d'abrasion en fonction de la taille moyenne des galets. Les symboles représentent les données expérimentales, les vitesses des galets correspondantes sont indiquées. Les courbes en trait continu montrent la tendance suivie par les données pour des vitesses de galets données, les traits pointillés montrent la même tendance si l'on considère les points milieux entre les résultats à  $D = 4,9$  cm et  $D = 6,9$  cm.

#### **4.3.5. Les produits de l'abrasion des galets calcaires.**

A la fin de chaque expérience, l'ensemble des fragments produits par abrasion ont été récupérés, tamisés et pesés. Pour illustrer le type de résultat obtenu, le bilan de l'expérience 40 est présenté en figure 73. Le matériel en question est également visible sur la photo de la figure 65.

Nous avons distingué les fragments appartenant aux classes définies par nos tamis à maille carrée (4-6 cm, 2-4 cm et 1-2 cm), les fragments de taille inférieure à 1 cm récupérés au fond du canal, les fragments récupérés dans le tamis à maille carrée 0,05 cm (fragments qui sont sortis du canal, de taille inférieure au cm également) et les particules inférieures à 0,05 cm se déplaçant en suspension dans le circuit. La masse des particules en suspension a été calculée en faisant un bilan entre la masse de sédiments introduite au début de l'expérience et la masse des galets et des fragments récupérés à la fin de l'expérience.

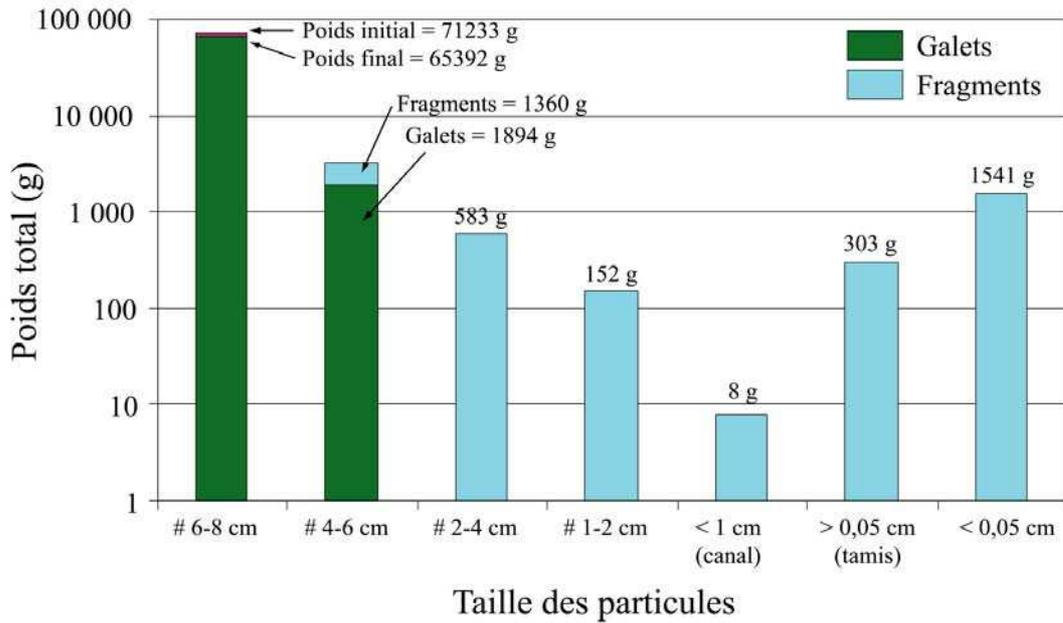


Figure 73 : quantités de galets et de fragments produites au cours d'une expérience. Exemple : expérience 40 : les galets de la fraction 6-8 cm ont parcouru 3,3 km à la vitesse moyenne de 2,1 m/s.

Pour la présentation des résultats, les quantités de fragments ont été converties en pourcents de la masse initiale par kilomètre afin d'être directement comparables entre elles. Pour le calcul des taux d'abrasion, seuls les fragments situés au moins deux classes en dessous de celle des galets utilisés étaient considérés (voir § 4.3.4.1.) ; dans les données présentées ci après, tous les fragments sont pris en compte. Enfin, les données des expériences à 1-2 cm ne sont pas décrites car incomplètes.

Les données des expériences à 2-4 cm sont présentées en figure 74. La forte dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la vitesse des galets apparaît clairement ; les modalités de la croissance de  $E$  lorsque  $U_g$  augmente sont précisées : la production de fragments dans toutes les fractions s'accroît et les fragments deviennent de plus en plus grossiers. Ce phénomène montre que les processus d'abrasion et d'érosion changent d'échelle : les dimensions caractéristiques augmentent, l'énergie des impacts étant plus importante.

La dépendance en quantité de sédiments de l'abrasion est moins perceptible : le passage de 27 à 39 kg de sédiments s'accompagne d'une hausse globale de la quantité d'abrasion pour toutes les fractions ; il n'y a en revanche pas de croissance significative lorsque l'on passe de 39 à 50 kg de sédiments.

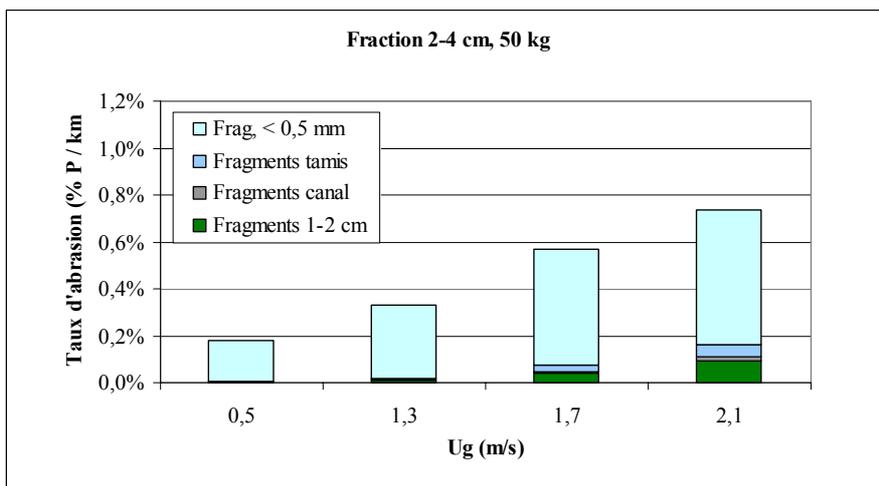
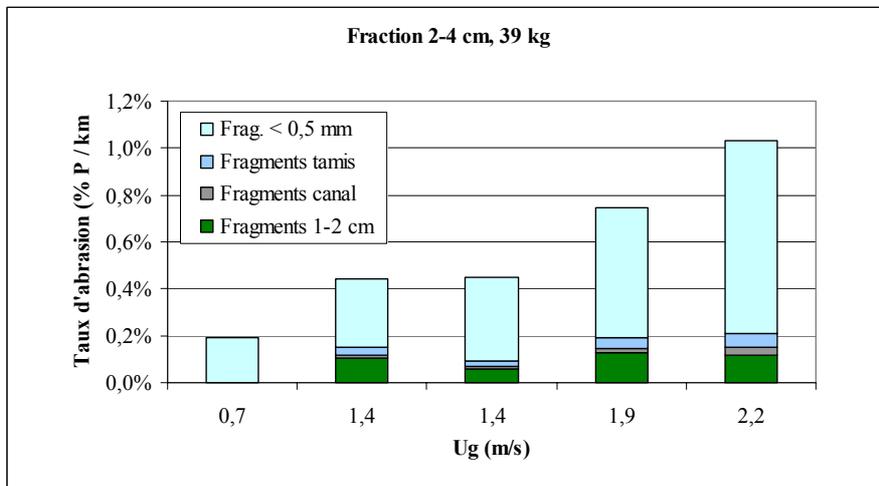
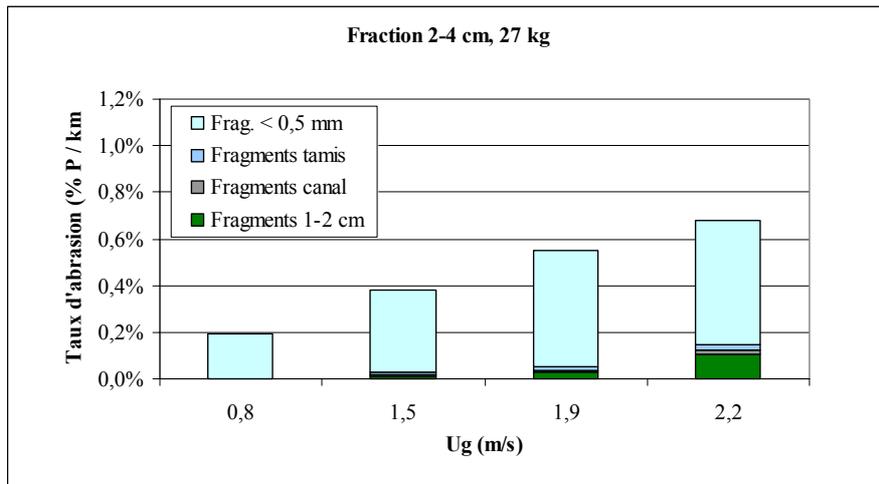


Figure 74 : les produits de l'abrasion pour les expériences à 2-4 cm ; dépendance vis-à-vis de la masse de sédiments et de la vitesse des galets.

Les taux de production de fragments et la granulométrie de ceux-ci est plus importante lorsque l'on considère les galets des fractions 4-6 et 6-8 cm (fig. 75), ce qui paraît logique. Ce qui l'est moins est la tendance inverse existant entre les données des galets de 4-6 et de 6-8 cm : les taux des galets de 4-6 cm sont bien plus importants que ceux des galets de 6-8 cm, qu'il s'agisse des taux de production de fragments ou des taux d'abrasion tels que nous les avons définis (fragments au moins deux classes inférieures à celle des galets). Les raisons possibles de cette incohérence ont été évoquées au paragraphe 4.3.4.4.3.

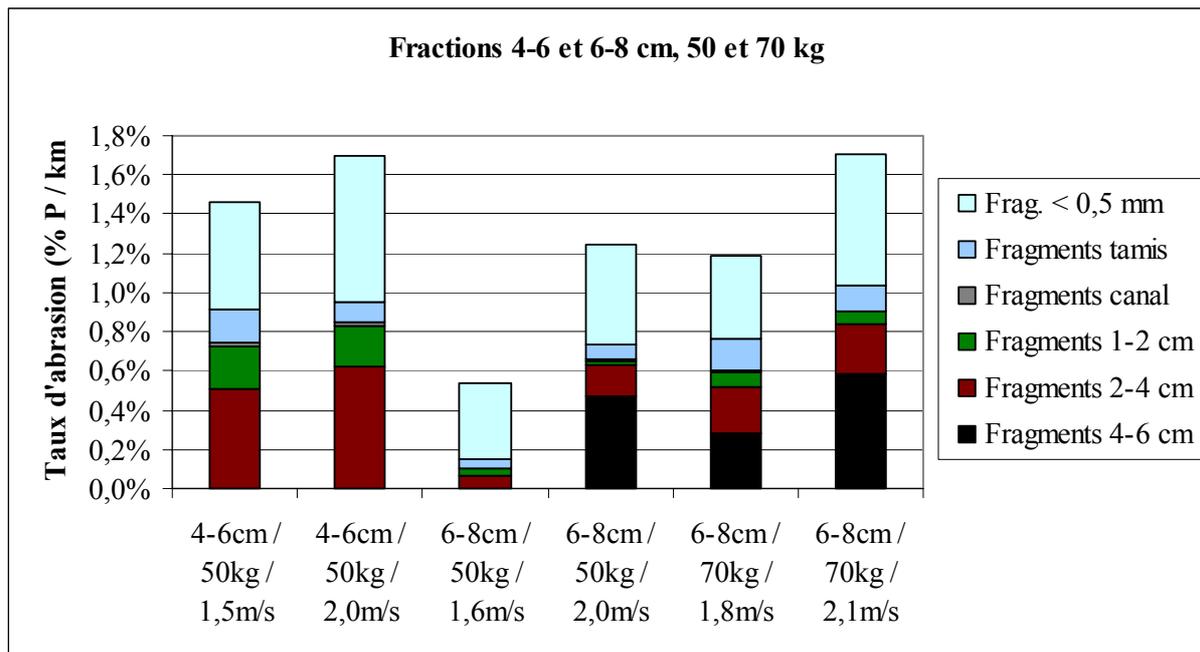


Figure 75 : les produits de l'abrasion pour les expériences à 4-6 et 6-8 cm ; dépendance vis-à-vis de la masse de sédiments et de la vitesse des galets.

Si l'on considère les expériences à 4-6 cm et 6-8 cm séparément, on retrouve les mêmes tendances que pour les galets de 2-4 cm, à savoir des taux de production de fragments croissants et des fragments de plus en plus grossiers lorsque l'on augmente la vitesse des galets. Un constat supplémentaire peut être fait : pour les expériences à 6-8 cm, les fragments de la classe 4-6 cm sont produits à partir de l'éclatement des galets (fig. 76). Ce processus d'érosion représente un stade ultime lorsque l'on considère la propagation de fissures sous l'effet d'impacts répétés : la fissure traverse entièrement le galet et le fragmente. L'existence de débits préexistants matérialisant des zones de faiblesse favorise la propagation de la fracture ; l'éclatement du galet test n° 4 selon un plan de fente de tension au cours de

l'expérience 41 illustre ce principe. Nos expériences montrent ainsi qu'il s'agit d'un processus de réduction de taille efficace, et ce à partir de vitesses de galets inférieures à 2 m/s. Ce résultat va à l'encontre des suppositions de Kuenen [1956] mais est conforté par les études de Bradley [1970] et de Kodama [1994b]. Les implications de l'effectivité de la fragmentation sont les suivantes : premièrement, la réduction de taille par fragmentation permet une couverture complète du fond pour des quantités de sédiments moindres ; ceci devrait engendrer une augmentation des taux d'abrasion pour des faibles quantités de sédiments et une réduction pour les quantités importantes. Deuxièmement, la fragmentation produit des éléments anguleux dont l'arrondissement va engendrer temporairement des taux d'abrasion élevés. Troisièmement, la réduction de taille brutale va également modifier les taux d'abrasion puisque la taille est un paramètre qui exerce un contrôle important sur ces taux (§ 4.3.4.4.3.). De plus cette réduction de taille brutale va produire des éléments de taille réduite par rapport à la taille moyenne des éléments se trouvant dans le canal. Nous montrons (§ 4.3.7.) qu'au sein de matériel hétérogène granulométriquement, les petites particules subissent des taux d'abrasion bien plus importants que les grosses. Les fragments seront donc particulièrement soumis à ce phénomène.

Les interactions entre les trois phénomènes décrits ci-dessus sont complexes et doivent être abordées dans l'optique d'investigations futures. En effet, la majeure partie des substrats géologiques présentent des discontinuités (fractures, plans de stratification, de schistosité ou de foliation,...) susceptibles de favoriser la fragmentation, ce qui laisse augurer que ce processus joue un rôle important dans la réduction de taille des galets au cours du transport fluvial.



*Figure 76 : les fragments récupérés à la fin de l'expérience 40 ont permis de reconstituer trois galets qui ont éclaté sous l'effet des chocs répétés. Le pied à coulisse est ouvert de 5 cm.*

Enfin, les particules en suspension de taille inférieure à 0,05 mm ont été échantillonnées après décantation à la fin de l'expérience 23. Il s'agit donc des particules produites de l'expérience 6 à l'expérience 23 incluse. Celles-ci formaient au moment de leur prélèvement une couche d'environ 3 cm d'épaisseur au fond de la cuve. L'échantillon « vidange cuve » provient des premiers litres de fluides chargés récupérés à l'ouverture de l'orifice de vidange situé au fond de la cuve. L'échantillon « fond cuve » a été prélevé en aspirant les sédiments dans la partie centrale du fond de la cuve alors que n'y restaient plus que quelques centimètres d'eau. Ces échantillons ont été soumis à une analyse microgranulométrique par méthode laser. Les spectres obtenus sont présentés en figure 77.

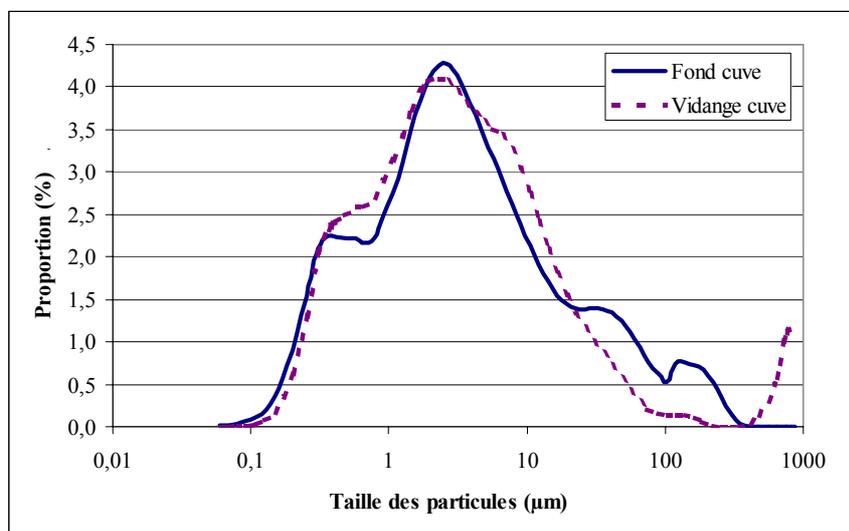


Figure 77 : spectres granulométriques de la fraction inférieure à 0,5 mm prélevée dans la cuve à la fin de l'expérience 23.

Tout d'abord, on constate que les deux échantillons fournissent des courbes très proches excepté pour les particules de taille supérieure à 500 µm, fait surprenant si l'on tient compte de la présence du tamis de maille 500 µm entre le canal et la cuve. L'explication peut venir du fait que la maille du tamis est une maille carrée qui autorise donc à priori le passage de particules plus large, d'autant plus si elles sont plates. Des grains de sable fin ont également pu tomber dans la cuve au cours des nombreuses manipulations de sédiments qui ont eues lieu à son voisinage.

Le fait que ces particules n'apparaissent que dans l'un des deux échantillons peut s'expliquer de la façon suivante : en observant les fins sédiments au fond de la cuve, on note une tendance pour les plus gros grains à se rassembler à proximité des parois de la cuve. Cette ségrégation serait liée au mouvement des fluides dans la cuve pendant le fonctionnement du dispositif. Elle expliquerait la présence des gros grains uniquement dans l'échantillon « vidange cuve », l'orifice de vidange étant placé sur la paroi. Gardons également à l'esprit

que l'importance de ces gros grains est exagérée par la nature volumique de l'analyse : la présence d'un nombre même infime de gros grains peut accroître sensiblement leur proportion au détriment des fractions plus fine.

D'un point de vue quantitatif, on note que la tendance est unimodale et que les particules produites sont relativement fines, la majeure partie d'entre elles se trouvant dans la classe 1-10  $\mu\text{m}$ . Ce phénomène peut être relié à structure très fine des matériaux utilisés, les calcaires prélevés consistant principalement en « mudstones ». L'utilisation d'un matériel plus grenu provoquera vraisemblablement dans le spectre un décalage du pic vers la droite. Le matériel de la fraction inférieure à 0,5 mm a été prélevé à la fin des expériences de visualisation pour lesquelles des galets de granite ont été utilisés. Les échantillons sont actuellement en cours d'analyse ; ils devraient permettre d'étayer l'argumentation qui précède.

#### **4.3.6. Dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la lithologie.**

##### **4.3.6.1. Expériences d'abrasion avec les lithologies himalayennes.**

Deux expériences d'abrasion (runs 44A et 44B) ont été réalisées avec des galets prélevés dans la vallée de la Marsyandi. Entre trois et dix galets ont été prélevés sur le terrain pour chacune des lithologies représentatives. L'axe b des galets était compris entre 4 et 10 cm. Pour l'expérience 44A, 15 kg de galets de lithologies himalayennes tendres (calcaires, marbres, schistes et grès) ont été mêlés à 60 kg de galets de cristallin du Drac. Pour l'expérience 44B, ce sont 15 kg de galets de lithologies himalayennes résistantes (granites, gneiss, quartzites) qui ont été mêlés à 60 kg de galets de cristallin du Drac. La vitesse moyenne des fluides était de 2,3 m/s, celle des galets de 1,3 m/s. Les expériences 44A et 44B ont duré 0,5 et 1,5 heures, permettant aux galets de parcourir des distances de 2,3 et 7,0 km respectivement. Certains galets ont subi les deux expériences ; les taux obtenus sont très similaires, témoignant de l'absence de phénomène d'altération. En effet, ce dernier phénomène aurait conduit à la formation d'une couche périphérique peu résistante qui aurait produit des taux d'abrasion plus importants au cours de la première expérience.

Les résultats bruts sont présentés en annexe III. Ils sont synthétisés dans le tableau suivant.

Unité structurale	Lithologie	Taux d'abrasion (%.km <sup>-1</sup> )			
		Moyenne	1σ	min	max
TSS, unités inférieures (Paleozoïque)	Grès quartzitique	<b>0,4</b>	0,3	0,16	0,9
TSS, unités inférieures (Ordovicien)	Calcaire marneux	<b>2,6</b>	0,8	1,7	3,4
TSS, unités inférieures (Paleozoïque)	Calcaire siliceux des Annapurnas	<b>0,5</b>	0,2	0,3	0,7
TSS, unités inférieures (Paleozoïque)	Schiste	<b>7</b>	8	0,4	20
Granite du Manaslu	Granites	<b>0,4</b>	0,2	0,28	0,6
HHC, Formation II	Gneiss calcique	<b>0,4</b>	0,2	0,12	0,7
HHC, Formation I	Gneiss Alumineux	<b>1,4</b>	0,6	0,5	2,4
LH, séries supérieures, partie septentrionale de l'anticlinorium	Schiste, micaschiste et séricitoschiste	<b>16</b>	10	4,3	31
LH, séries supérieures, partie septentrionale de l'anticlinorium	Marbre	<b>1,7</b>	0,4	1,4	2,2
LH, Formation de Kuncha	Grès	<b>1,7</b>	1,2	0,17	3,8
LH, Formation de Kuncha	Schiste/grès	<b>2,5</b>	0,6	1,8	2,9
LH	Quartzite	<b>0,15</b>	0,04	0,1	0,2
LH, séries supérieures, partie septentrionale de l'anticlinorium	Schiste	<b>23</b>	16	5,4	45
Siwaliks MDT	Grès	<b>6</b>	5	1,4	13
Siwaliks MFT	Grès	<b>31</b>	22	16	47

Le taux d'abrasion des 5 galets de calcaire du Buëch qui ont été mêlés au galets himalayens est de  $1,0 \pm 0,3$  % / km, soit une valeur intermédiaire entre les 0,5 % / km des calcaires siliceux et les 2,6 % / km des calcaires marneux himalayens. Le taux d'abrasion des galets de granite du Drac au cours des mêmes expériences est d'environ 0,4 % / km, un taux similaire au taux d'abrasion des granites himalayens.

Pour les lithologies « massives », les taux d'abrasion obtenus sont 1 à 3 fois supérieurs aux taux obtenus pour des lithologies équivalentes au cours de précédentes études [Schoklitsch, 1933 ; Krumbein, 1941 ; Kuenen, 1956]. Pour les lithologies foliées ou schistosées, nous obtenons des taux 4 à 20 fois supérieurs. Notons néanmoins que les études en question ont été réalisées dans des conditions hydrodynamiques plus calmes.

Par ordre de résistances à l'abrasion croissantes, on retrouve les mêmes matériaux :

- les matériaux les plus résistants sont les quartzites, puis les granites et gneiss. La dispersion des taux pour ces lithologies est très faible du fait de leur globale homogénéité. En revanche, des différences peuvent apparaître au sein d'une même lithologie ; par exemple, les gneiss de la formation I ont des taux d'abrasion bien supérieurs aux gneiss de la formation II. Ce phénomène est dû à la présence dans les gneiss de la formation I de lits de micas bien développés qui contribuent à rendre la roche moins résistante à l'abrasion.
- les calcaires viennent ensuite. La dispersion de leur taux est également peu importante, toujours associée à une homogénéité globale du matériau. On note cependant, de la même manière que pour les gneiss, des différences au sein des lithologies calcaires : les calcaires siliceux métamorphiques de la série des Annapurnas résistent bien mieux que les marbres, puis que les calcaires marneux. Ces différences sont liées au degré de recristallisation et de métamorphisme des roches, ces processus engendrant des modifications de la nature, de la taille et de la cohésion des minéraux constitutifs ; ces modifications contribuent généralement à rendre les roches plus résistantes.
- enfin, les grès et les schistes produisent des taux d'abrasion importants et très variables. La résistance à l'abrasion des grès s'accroît, comme pour les calcaires, lorsque leur degré de diagenèse ou de métamorphisme augmente. La résistance des schistes est conditionnée quant à elle par l'abondance de minéraux « fragiles » (micas et autres minéraux phylliteux) et par la pénétrativité et l'espacement des débits tels que schistosité, foliation ou stratification. Du fait de leur structure et de leur composition minéralogique particulière, les galets de schistes ont tendance à être réduits par éclatement, un mode d'érosion qui se produit rarement pour les autres lithologies et qui explique en grande partie les forts taux d'abrasion mesurés et leur importante variabilité pour la lithologie en question.

#### **4.3.6.2. Effet de la présence de galets de lithologies résistantes sur les taux d'abrasion des galets de calcaire.**

Le taux d'abrasion obtenu pour les galets de calcaire du Buëch au cours de ces expériences multi-lithologies est de  $1,0 \pm 0,3$  % / km. Rappelons qu'au cours de ces expériences, 15 kg de galets de lithologies tendres (calcaire, schiste, grès) ont été mêlés à 60

kg de galets de granite du Drac (lithologie résistante,  $E = 0,4 \text{ \% / km}$ ). Dans les mêmes conditions (taille, vitesse des galets et quantité de sédiment), l'extrapolation de nos résultats donne un taux d'environ  $0,7 \text{ \% / km}$  pour les expériences mono-lithologies avec les galets de calcaire.

Cette augmentation peut s'expliquer par le fait que la dureté relative des minéraux constituant le projectile et la cible impliqués dans un impact ainsi que la cohésion entre ces minéraux sont des facteurs contrôlant l'abrasion, comme cela est défini dans les bases de la tribologie (voir § 1.1.2.2.). Ce phénomène est corroboré par les expériences de Sklar et Dietrich [2001] : les taux d'abrasion du fond rocheux de leur dispositif sont multipliés par trois lorsque les galets de même nature que le fond sont remplacés par des galets de quartzite (très dur). Cependant, l'augmentation du taux d'abrasion est nettement moins importante dans nos expériences, ce qui peut s'expliquer de différentes manières.

Tout d'abord, les galets de calcaires ont été mêlés à des galets de granite et non de quartzite. La dureté et la cohésion des quartzites sont à priori plus importantes que celles des granites, celles-ci étant constituées principalement d'un agencement robuste de minéraux de quartz de dureté 7 sur l'échelle de Mohs. Néanmoins, le granite et les granitoïdes en général sont essentiellement constitués de quartz et de feldspath, de micas et éventuellement de pyroxène et d'amphibole. Si l'on excepte les micas, la majeure partie de ces minéraux ont des duretés voisines de 6-7 sur l'échelle de Mohs, bien supérieures à la dureté de la calcite égale à 3. Certes, la cohésion d'un granite est nettement moins bonne que celle d'une quartzite, en particulier du fait de la présence de minéraux tendres (micas) dispersés dans la roche. Cependant, la grande différence qui existe entre nos résultats et ceux de Sklar et Dietrich ne peut pas être entièrement liée au choix de la lithologie.

La différence serait plutôt liée aux modalités de l'abrasion et aux processus impliqués dans les deux types d'expériences. Dans le cas d'un impact avec un angle d'incidence proche de la normale, les dégâts occasionnés au moment du choc sont maximaux (voir § 1.1.2.2.) ; en revanche, la contribution de l'abrasion liée au frottement entre la particule et le substrat est nulle. Si l'on se place dans le cas d'un impact avec un angle d'incidence faible, les dégâts occasionnés par le choc sont en comparaison peu importants ; cependant, une trajectoire rasante permet à la particule de rester en contact plus longtemps avec le substrat au moment de l'impact, ce qui produit une abrasion par frottement plus conséquente que si l'angle d'incidence de la particule est proche de la normale.

Sklar et Dietrich s'intéressent principalement à l'abrasion du substrat rocheux par les galets. Dans ce contexte, les impacts ont une composante tangentielle importante du fait de la trajectoire descendante tendue caractéristique des particules en saltation. La composante abrasive est donc significative. Dans ce cas, la résistance relative des matériaux exerce un contrôle majeur sur les taux d'abrasion.

Dans notre cas, nous nous intéressons à l'abrasion des galets entre eux : la probabilité d'impact avec des angles d'incidence forts est plus importante, du fait principalement de la forme des galets. La composante abrasive est donc probablement négligeable par rapport aux dégâts causés par les chocs. Dans le cas de chocs à angle d'incidence fort, c'est l'énergie cinétique et la taille des objets considérés qui contrôle principalement l'érosion.

Ainsi, la nature contrastée des processus d'érosion impliqués dans les deux types d'expériences pourrait expliquer les différences observées. Par conséquent, les résultats que nous obtenons pour les expériences d'abrasion des galets par les galets ne peuvent être raisonnablement étendus au cas de l'abrasion du substrat par les galets.

#### **4.3.7. Variations des taux d'abrasion en fonction de la taille relative des galets les uns par rapport aux autres.**

##### **4.3.7.1. Observations.**

Nous attirons à présent l'attention sur un phénomène qui a été abordé à la fin du paragraphe 4.3.4.3.2. et qui est confirmé par les données issues des expériences « himalayennes » : pour une lithologie donnée dans une classe de taille donnée, les galets les plus petits ont tendance à s'éroder plus rapidement que les galets les plus gros (fig. 78). Dans le graphique ne sont reportées que les lithologies homogènes pour lesquelles on peut considérer que les propriétés intrinsèques varient peu d'un galet à l'autre : quartzites, marbres et calcaires (sont intégrés les résultats obtenus sur cinq galets de calcaire du Buëch introduits avec les galets himalayens). Les schistes, grès et gneiss n'ont pas été représentés, la variation de leurs taux d'abrasion étant beaucoup plus dépendante de facteurs lithologiques (induration du matériau par diagenèse ou métamorphisme, degré de schistosité, proportion de micas,...) que des variations de taille.

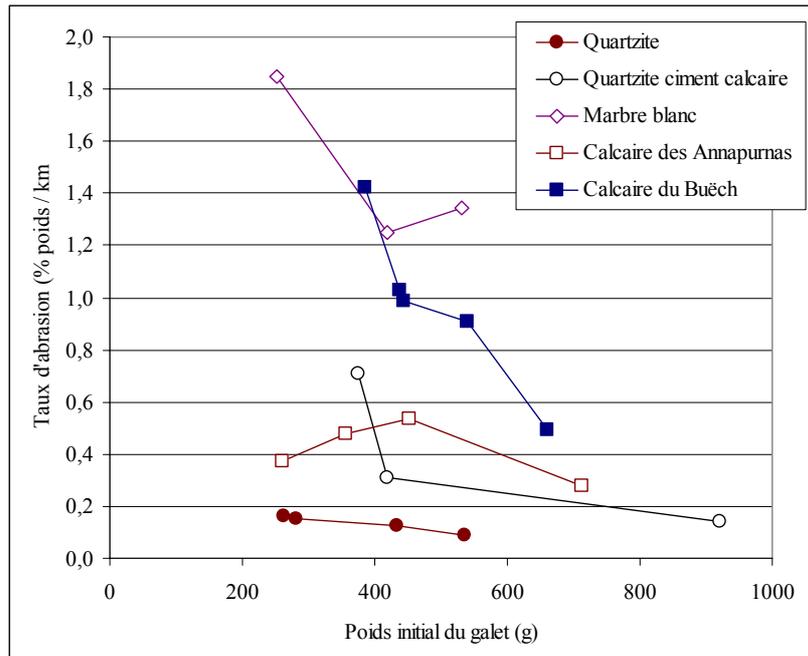


Figure 78 : relation entre les taux d'abrasion individuels et la masse initiale des galets himalayens (et des calcaires du Buëch) ayant subi les expériences 44A et 44B.

#### 4.3.7.2. Explication préliminaire du phénomène.

Ce phénomène peut à priori s'expliquer assez simplement comme la résultante de deux phénomènes antagonistes. Considérons premièrement [Parker, 1991] que c'est l'énergie de la particule impactante qui détermine les quantités érodées sur les deux galets s'entrechoquant et que ces quantités érodées  $dP_i$  sont équivalentes pour chacun des galets ; nous allons traiter séparément deux situations :

- Chaque fois qu'elle est impactante (soit statistiquement la moitié des chocs subis), la particule va subir une abrasion qui ira à priori en augmentant avec son énergie cinétique. Pour des vitesses de galets et des angles d'incidence similaires (ce qui a été vérifié à partir des vidéos), l'abrasion  $dP_i$  produite par l'impact d'un petit galet sera moins importante que celle produite par l'impact d'un gros galet. Si le fond est couvert de galets, le nombre d'impact sera indépendant de la taille du galet. De ce fait, l'abrasion totale pour le galet  $dP_g = \sum dP_i$  résultant de la somme des impacts suivra le même comportement, à savoir un accroissement de la masse érodée avec la taille. Si l'abrasion est grossièrement proportionnelle à l'énergie cinétique (voir § 4.3.4.4.1.), c'est-à-dire à  $P_g$ , alors le taux d'abrasion  $dP_g/P_g$  sera finalement indépendant de la taille du galet.

- Lorsqu'elle est impactée, la particule subit une perte de masse indépendante de sa taille. Par conséquent le taux d'abrasion unitaire par impact  $dP_i/P_g$  va clairement augmenter lorsque  $P_g$  diminuera. Néanmoins, la perte de masse sur l'ensemble d'une expérience doit être pondérée par le nombre d'impact subis  $n_i$ . On peut concevoir que le nombre d'impacts et de chocs soit proportionnel à la section efficace  $S_g$  du galet :  $n_i = k.S_g$  avec  $k$  = un coefficient. On obtient donc  $dP_g/P_g = k.dP_i.S_g/P_g$ . Le taux d'abrasion est donc proportionnel au rapport  $S_g/P_g$  et varie donc en  $1/D$  avec  $D$  = diamètre du galet. Par conséquent, lorsque  $D$  augmente,  $P_g$  augmente plus rapidement que  $S_g$ , d'où une réduction relative du taux d'abrasion.

La résultante des deux situations « galet impactant » - « galet impacté » favorise donc une augmentation du taux d'abrasion pour les galets les plus petits. Ainsi, la dépendance en masse qui apparaît lorsque l'on considère les différentes classes séparément et dans des expériences distinctes [Kuenen, 1956 ; voir aussi § 4.3.4.4.3.] est inversée lorsque l'on s'intéresse aux variations de masse des galets individuels au cours d'une même expérience. Cette constatation laisse suggérer que la dépendance en masse réelle qui caractérise du matériel hétérogène granulométriquement est conforme à cette dernière tendance décrite : les galets les plus petits s'érodent plus vite que les plus gros.

Ce phénomène va être accentué par le fait que la taille relative des particules intervient dans l'érosion au cours d'un impact. En effet, si nous nous plaçons dans le cas de deux sphères s'impactant, les contraintes s'appliquant au contact et par conséquent les dégâts occasionnés sont proportionnels à  $1/R$  ou  $R$  est le rayon équivalent défini par  $1/R = 1/R_1 + 1/R_2$  avec  $R_1$  et  $R_2$  les rayons respectifs des deux sphères (voir § 1.1.2.2.3.). Dans le cas où une sphère de rayon  $R_1$  impacte une sphère de rayon  $R_{2a}$  similaire, on va obtenir une érosion  $dP_a$  proportionnelle à  $1/R_a = 1/R_1 + 1/R_{2a}$ . Si la même sphère de rayon  $R_1$  impacte une sphère de rayon  $R_{2b}$  plus petit, l'érosion  $dP_b$  sera proportionnelle à  $1/R_b$  avec  $1/R_b = 1/R_1 + 1/R_{2b}$ . On aura donc  $1/R_b > 1/R_a$ , soit  $dP_b > dP_a$ . Si de plus on se rapporte au taux d'abrasion en divisant  $dP$  par la masse respective des particules, on obtient des taux plus importants pour la petite particule que pour la grosse.

Une meilleure définition des modalités du contrôle exercé par la taille individuelle des galets en expérience multi-tailles nécessite néanmoins une caractérisation plus fine de l'abrasion unitaire par impact, c'est-à-dire un modèle théorique plus précis qui prenne en

compte la longueur et la fréquence des saltations ainsi que la loi de dépendance entre abrasion élémentaire et énergie cinétique au cours d'un choc. Parallèlement, des expériences avec une du matériel réellement homogène (lithologie et granulométrie) sont nécessaires.

#### **4.4. Synthèse sur l'étude expérimentale.**

##### **4.4.1. Les principaux résultats.**

Une relation très nette apparaît entre les taux d'abrasion  $E$  et la vitesse des particules  $U_g$ . Elle est liée à la croissance de l'énergie des impacts associée à une augmentation de  $U_g$ . Ce résultat va dans le sens des travaux de Kuenen [1956] ; ces derniers montrent une relation linéaire entre  $E$  et  $(U_g)^2$  que nos résultats semblent corroborer. Cependant, la précision de nos résultats ne permet pas d'écarter définitivement une relation affine entre  $E$  et  $U_g$ . Dans ce deuxième cas, les courbes obtenues indiqueraient qu'il existe une vitesse minimale en deçà de laquelle l'abrasion est négligeable. Ce seuil correspondrait à une énergie cinétique minimale pour la propagation des micro-fractures. L'existence de ce seuil conforterait d'une certaine manière les lois théoriques relatives à l'érosion du substrat rocheux de Foley [1980] et de Sklar et Dietrich [1998] ; celles-ci font en effet intervenir une énergie seuil pour que le détachement de matière soit effectif.

Lorsque l'on s'intéresse aux produits de l'érosion, on constate que l'augmentation du taux d'abrasion consécutif à une augmentation de la vitesse des particules concerne toutes les fractions, même si dans l'ensemble les éléments deviennent plus grossier. Ces arguments montrent que les processus d'abrasion et d'érosion changent d'échelle. Ainsi, contrairement à ce que suggérait Kuenen [1956] mais comme l'avaient démontré expérimentalement d'autres auteurs [Bradley, 1970 ; Kodama, 1994b] l'éclatement de galets peut devenir un processus de réduction de taille efficace. Ce processus, favorisé par l'existence de débits matérialisant des zones de faiblesses (schistosité, foliation, stratification, diaclases), s'est produit au cours de nos expériences à partir de valeurs de  $U_g$  inférieures à 2 m/s.

En ce qui concerne la quantité de sédiments introduite dans le canal, on constate que pour des faibles quantités, notre dispositif reproduit le « tool effect » défini par Sklar et Dietrich pour l'abrasion du substrat rocheux [2001] : lorsque l'on augmente la quantité de galets, on augmente la probabilité d'occurrence et donc le nombre d'impacts abrasifs, par

conséquent le taux d'abrasion croît également. Le taux d'abrasion maximum est atteint globalement pour la quantité de sédiments nécessaire pour couvrir le fond du canal. Pour des quantités supérieures, la probabilité d'occurrence d'impacts abrasifs ne varie plus significativement, le taux d'abrasion a donc tendance à se maintenir. On note même une légère tendance à la régression qui serait liée à un effet de masque se produisant lorsque la quantité de sédiments devient trop importante, les galets se protégeant les uns des autres. Néanmoins, il est nécessaire d'augmenter le débit d'injection, c'est-à-dire l'énergie transmise à la charge, pour maintenir la vitesse des galets lorsque leur quantité augmente. Si l'on raisonne à force motrice constante, la décroissance du taux d'abrasion apparaît plus clairement.

Ces phénomènes sont liés à la configuration particulière de notre dispositif, avec un fond non-abrasif. Avec un fond rocheux, la probabilité d'impact abrasif et donc les taux d'abrasion des galets seraient a priori indépendants de la quantité de sédiments introduite. Sur ces considérations, on peut supposer que les taux d'abrasion maximums obtenus au cours de la présente étude sont assimilables à des taux d'abrasion sur fond rocheux.

La dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la taille des particules est complexe à mettre en évidence. Lorsque l'on augmente la taille moyenne des sédiments, on constate que les taux d'abrasion croissent globalement, ce qui peut s'expliquer par une augmentation de l'énergie impliquée dans l'impact du fait de l'augmentation de la masse des particules. Cependant, la comparaison des résultats des expériences réalisées avec les galets des fractions 4-6 et 6-8 cm montre un clair changement de tendance. Le faible nombre d'expériences réalisées pour ces fractions ne permet pas d'apporter pour l'instant d'explication à ce phénomène. Cependant, nous proposons l'hypothèse suivante : soit l'érosion  $dP$  associée à un impact. Si l'on considère que l'abrasion est proportionnelle à la contrainte appliquée au contact au moment de l'impact, on peut écrire  $dP \propto \sigma - C_0$  ou  $C_0$  est une constante relative au seuil d'énergie nécessaire au détachement de matériel. Or, la contrainte  $\sigma$  est proportionnelle à  $D^{5/3}$  (voir § 1.1.2.2.3.). Par conséquent, on peut écrire  $dP \propto D^{5/3} - C_0$ . Si l'on considère maintenant le

taux d'abrasion, on a :  $\frac{dP}{P} \propto \frac{dP}{D^3} \propto D^{-4/3} - \frac{C_0}{D^3}$ .

Une telle fonction est caractérisée, pour des valeurs de  $D$  croissantes, par une augmentation puis une diminution du taux d'abrasion  $dP/P$ , la valeur seuil étant contrôlée par le paramètre  $C_0$ . Des expériences et une réflexion complémentaires sont donc nécessaires sur ce point.

Toujours en considérant la taille des particules, on constate une tendance inverse lorsque l'on s'intéresse aux galets individuellement : les galets les plus petits s'érodent plus vite que les plus gros, du fait probablement d'un effet géométrique se produisant au sein d'un matériel hétérogène granulométriquement. Ce comportement aurait donc tendance à préserver les plus grosses tailles, ce qui ne permettrait pas à priori de faire décroître le diamètre médian rapidement, les distributions se resserrant vers les fractions les plus grossières. Cependant, si ce phénomène permet d'accroître significativement l'abrasion des sédiments au cours du transport fluvial, il nécessite de plus amples études.

Les taux d'abrasion que nous avons obtenus expérimentalement pour les galets de calcaire sont compris entre 0,11 et 1,12 % par km. En maximisant les incertitudes, on obtient une gamme comprise entre 0,03 et 1,50 % par km.

Les valeurs obtenues par Kuenen [1956] sur des galets de calcaire en canal circulaire tombent dans cette gamme de valeur. Kuenen a utilisé des galets de tailles comparables à celles que nous avons utilisées mais à des vitesses moindres. Le fond de son canal était couvert de galets fixés.

Les valeurs obtenues par Krumbein [1941] sur des galets de calcaire en tambour à axe horizontal donnent des taux bien plus importants, de l'ordre de 3 % par km. Le diamètre des galets utilisés était compris entre 45 et 54 mm.

Si l'on considère les taux d'abrasion obtenus au cours des expériences multi-lithologies avec des galets de calcaire, marbre, quartzite, schiste, grès, granite et gneiss, on note :

- pour les lithologies massives, nos taux sont 1 à 3 fois supérieurs aux taux des études expérimentales précédentes [Schoklitsch, 1933 ; Krumbein, 1941 ; Kuenen, 1956],
- pour les lithologies foliées ou schistosées, nos taux deviennent 4 à 20 fois supérieurs aux taux de ces mêmes études. Cette importante différence est due au fait que les galets de ces lithologies ont tendance dans notre dispositif à être réduit par éclatement sous l'effet d'impacts répétés, ce processus étant favorisé par la présence de débits matérialisant des

zones de faiblesse. La non effectivité de ce processus dans les études expérimentales précédentes peut s'expliquer dans le cas des expériences à tambour par l'inaptitude du dispositif à reproduire de manière réaliste les interactions entre les galets ; dans le cas de l'étude en canal de Kuenen [1956] peuvent être invoquées des vitesses de galets réduites par rapport aux nôtres mais surtout un manque « d'outils » d'abrasion, le nombre de galets introduits dans le canal ne dépassant pas une quinzaine.

Notons cependant que les taux d'abrasion que nous obtenons sont bien en deçà de ceux obtenus par Kodama [1994b] à partir des expériences « vigoureuses » qu'il a réalisées en tambour à axe horizontal. Toutefois, ces dernières expériences surestiment probablement les taux pour les raisons suivantes : les chocs frontaux entre galets sont plus nombreux dans le dispositif de Kodama que dans le nôtre, toutes les particules étant en mouvement au cours de nos expériences (d'où une vitesse relative plus faible) ; dans le dispositif de Kodama, l'eau ne joue pas son rôle d'amortisseur visqueux lorsqu'elle est chassée latéralement de la zone de contact juste avant l'impact ; enfin, une grande partie des critiques adressées aux tambours à axe horizontal peuvent être maintenues pour le dispositif de Kodama (voir § 1.1.3.2.).

Les taux d'abrasion que nous avons obtenus sont probablement sous-estimés, le fond de notre dispositif étant non-abrasif. Cependant, à forte concentration de galets, la fréquence des chocs ne serait que peu augmentée par la présence d'un fond abrasif. Par ailleurs, les angles d'impact plus faibles que dans les interactions entre galets pourraient s'opposer à une plus forte abrasion liée à des vitesses relatives plus élevées avec le fond. Par conséquent, il est peu probable que cette sous-estimation puisse être de 1 ou 2 ordres de grandeur comme requis par les différences entre taux d'abrasion expérimentaux et taux de réduction de taille vers l'aval en rivière. Cette constatation aurait donc tendance à reposer la question à laquelle nombre d'expérimentateurs ont tenté de répondre depuis des décennies : « pourquoi les taux d'abrasion expérimentaux sont bien inférieurs aux taux de réduction de taille mesurés en rivière ? ». A partir de l'étude que nous avons menée sur le terrain (Chapitre 2), nous tâchons d'apporter des éléments de réponse...

## **4.4.2. Perspectives à court et moyen terme.**

### **4.4.2.1. Perfectionnement du dispositif.**

Outre un nombre de données et d'expériences encore insuffisant pour bien contraindre les variables influant sur l'abrasion, notre étude souffre également d'incertitudes sur les mesures encore élevées. Avant de poursuivre les expériences, il est donc nécessaire de réduire cette incertitude au maximum. Cette réduction peut se faire à différents niveaux :

#### **4.4.2.1.1. Le choix du matériel.**

Le matériel que nous avons utilisé s'avère beaucoup plus hétérogène que ce que nous pensions, du point de vue de la nature des matériaux, de l'indice d'éroussé et de la granulométrie des sédiments. Nous avons constaté que ces facteurs pouvaient induire une importante variabilité des taux d'abrasion.

Pour y remédier, nous pouvons envisager de fabriquer des galets à partir de fragments rocheux prélevés « en place » en un point bien précis où le matériel peut être considéré comme homogène. Les fragments seraient ensuite arrondis dans le dispositif ou dans un tambour avant utilisation dans les expériences ; l'indice d'éroussé pourrait ainsi être contrôlé. Le matériel serait ensuite caractérisé granulométriquement. L'utilisation d'un matériau artificiel (ciment,...) peut également être envisagée.

#### **4.4.2.1.2. La procédure expérimentale.**

Pour être vraiment rigoureux, il faudrait s'assurer que les caractéristiques granulométriques et les indices d'éroussé du matériel utilisé soient similaires d'une expérience à l'autre. Le même matériel ne pourrait donc pas être utilisé deux fois de suite, ce qui implique la collecte d'une quantité de matériel beaucoup plus conséquente. A titre indicatif, environ 1700 kg de galets ont circulé dans le canal entre les expériences 6 et 44...

#### **4.4.2.1.3. Les méthodes de mesure.**

En ce qui concerne la pesée, les mesures sont déjà relativement précises. L'erreur principale est associée au « degré d'humidité » des galets après élimination de l'eau adsorbée sur et entre les galets avant la pesée. L'erreur est cependant faible en absolu et la méthode

utilisée (tamisage pendant 30 secondes) présente l'avantage d'être rapide. Nous ferons donc plutôt appel au second moyen permettant de réduire l'incertitude sur la pesée : il consiste à augmenter la durée de expériences afin d'obtenir des quantités d'abrasion plus importantes par rapport à l'erreur potentielle liée à l'humidité des galets.

La source d'incertitude majeure est liée à la détermination de la distance parcourue par les galets et en particulier à l'estimation de leur vitesse moyenne. Pour accroître de manière significative la précision des données, il suffirait de mettre en place un dispositif capable de mesurer le temps mis par un galet-test pour effectuer un tour de canal. Il pourrait s'agir d'un capteur placé en un point du canal qui serait sensible à un signal particulier : capteur magnétique avec galet-test aimanté, détecteur d'activité avec galet-test marqué radioactivement, ... Couplé à un chronomètre, il permettrait ainsi de déterminer la vitesse du galet sur un tour, d'estimer sa variabilité et d'obtenir une vitesse moyenne sur un temps de mesure donné.

Ce type de dispositif déjà envisagé dans le cadre de ce travail n'a cependant pas encore pu déboucher sur une solution technique valable et économique.

La réalisation d'une partie ou de l'ensemble de ces perfectionnements constitue la prochaine étape du développement du dispositif expérimental. Des expériences pourront par la suite être effectuées dans le but de compléter les données obtenues au cours de cette étude, de les confirmer ou de les corriger.

#### **4.4.2.2. Les expériences futures.**

Le canal circulaire que nous avons réalisé offre de nombreuses possibilités dans le cadre de l'étude des processus d'abrasion, de transport et d'incision fluviale.

En premier lieu, nous souhaitons étudier l'influence de la taille de la rugosité du fond du canal sur les modalités de transport des sédiments et par conséquent sur les taux d'abrasion. Dans cette optique, un fond non-abrasif présentant une rugosité d'environ 3 cm a été réalisé (voir § 3.2.16.). L'objectif est de reproduire le mouvement des sédiments sur le lit d'une rivière pavée de galets (couche d'alluvions quasi statique). Les résultats pourront être

comparés aux expériences à fond « peu rugueux », la rugosité approximative du fond en pneu étant inférieure à 5 mm.

Des expériences à fond abrasif pourront par la suite être réalisées en disposant au fond du canal des plaques rocheuses ou des galets fixés de même lithologie. Nous espérons ainsi valider ou infirmer les suppositions que nous avons faites : les taux d'abrasion des galets sur fond rocheux sont indépendants de la quantité de sédiments introduite dans le canal, les taux d'abrasion maximums obtenus sur fond non-abrasif peuvent être assimilés aux taux d'abrasion sur fond rocheux. Les taux d'abrasion pourront également être directement comparés à ceux obtenus par Kuenen [1956] sur fond abrasif.

Au cours de ces mêmes expériences, l'érosion du fond rocheux pourra également être quantifiée et comparée aux résultats de Sklar et Dietrich [2001]. Dans un deuxième temps, les caractéristiques du fond rocheux pourront être modifiées : la lithologie qui contrôle la résistance à l'abrasion mais aussi le « degré de débitage » qui est présenté par certains auteurs comme étant un paramètre d'influence majeure sur les taux d'érosion [Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000a]. La présence de débits suffisamment peu espacés favoriserait en effet l'érosion par détachement de blocs. L'érosion du fond rocheux pourra ainsi être menée également de manière qualitative, les signatures correspondant aux deux processus d'érosion majeurs – abrasion et détachement de blocs – étant bien distinctes, au niveau des traces qu'ils laissent sur le fond comme au niveau des fragments qu'ils produisent : la prépondérance de l'un ou l'autre des processus pourra être déterminée.

Nos résultats expérimentaux ont montré que l'hétérogénéité granulométrique du matériel transporté induisait une inversion de la dépendance des taux d'abrasion vis-à-vis de la masse des particules : lorsque l'on considère les galets individuellement, les plus petits s'érodent plus vite que les plus gros (ceci est en effet contraire à ce qu'on observe lorsque l'on considère l'ensemble des sédiments : quand on augmente la taille moyenne des sédiments, les taux d'abrasion globaux augmentent également). Les sédiments fluviaux présentant généralement de larges distributions granulométriques, étudier les modalités de transport et d'abrasion des sédiments en expérience multi-taille revêt une importance capitale. Cependant, le canal, de par sa géométrie, produit des phénomènes de ségrégation de taille au cours d'expériences multi-tailles. Il est donc nécessaire de trouver un moyen d'inhiber ces phénomènes avant de procéder à de telles expériences (par exemple en utilisant des matériaux de résistances à l'abrasion voisines mais de densités distinctes).

Lorsque l'on s'intéresse à l'abrasion des galets et du substrat rocheux des rivières au cours du transport fluvial, certains auteurs soulignent l'importance des particules en suspension. Insignifiantes lorsque trop fines (silts), elle pourraient jouer un rôle important lorsque grossières (sable) et en quantité importante. Elles auraient ainsi tendance à inhiber les processus d'abrasion lorsque la charge de fond est en mouvement, en jouant le rôle de « coussin » absorbant une partie de l'énergie au moment de l'impact [Kuenen, 1956]. En revanche, elles constitueraient des outils d'abrasion efficace pour les éléments statiques présents dans le lit de la rivière et pour le lit lui-même lorsqu'il est à nu [Kuenen, 1955 ; Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000a ; Hartshorn, 2002]. L'influence des particules en suspension sur l'abrasion des galets, du fond rocheux et d'éventuels éléments proéminents disposés sur le fond pourrait être testée dans le canal moyennant l'ajout d'un filtre sur le bord interne les empêchant d'en sortir.

Enfin, gardons à l'esprit que l'abrasion est causée par une succession d'impacts entraînant des dégâts dont l'ampleur est fonction de l'énergie de la particule impactante (masse et vitesse), de la résistance relative de cette particule par rapport à celle de l'objet impacté et enfin de l'angle d'incidence. Une caractérisation fine du processus d'impact pourra être effectuée à partir des films réalisés avec la caméra rapide, intégrant un traitement statistique du nombre d'impacts, des vitesses et des angles d'incidence pour des galets de taille variée en quantité variable. A partir des distributions statistiques obtenues, les modèles théoriques d'abrasion élémentaire par choc et création de micro-fissures pourront être intégrés sur l'ensemble des interactions entre galets et comparés aux taux d'abrasion expérimentaux et à leurs variations en fonction des variables de contrôle. De telles informations pourraient ensuite être intégrées dans un modèle de transport des particules en rivière [e.g. Wiberg et Smith, 1985 ; Schmeeckle et Nelson, 2003] dans le but d'établir des lois d'abrasion précises des sédiments et du substrat en fonction des caractéristiques des sédiments transportés et de leur évolution vers l'aval.

## **Chapitre II : étude de terrain.**

Changes of bedload characteristics along the Marsyandi river (Central Nepal): implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks and denudation in active orogenic belts.

Mikaël Attal, Jérôme Lavé

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, Grenoble,  
France

Submitted to GSA

## Abstract

Understanding and quantifying fluvial transport and bedrock abrasion processes has become a major concern in modeling landform response to tectonic and climatic forcing. Recent theoretical and experimental investigations have in particular stressed the importance of sediment supply and size in controlling bedrock incision rate. Many studies on the downstream evolution of pebble size have focused on unraveling the respective roles of selective sorting and abrasion, without paying much attention to sediment sources. In order to track sediment supply and characteristics from source to sink in an active tectonic setting where long term selective deposition can be excluded, we systematically measured sediment size and lithology on gravel bars along the Marsyandi river and its tributaries (Himalayas of Central Nepal), and also in sediment source material from hillslopes (landslides, moraines, terrace deposits). The downstream evolution in lithological distribution is found to be in close agreement with common views on pebble abrasion and present views on denudation in the range: (i) lithologies issued from the more rapidly uplifted and eroded High Himalayan gneissic units are over-represented, due to their major contribution to sediment influx, (ii) easily erodible lithologies like schists, sandstones and limestone are under-represented relative to resistant rock types like quartzite. More surprisingly, we observe a general downstream coarsening of gravel-bars material along the middle and lower Marsyandi river, whereas downstream fining of pebbles on gravel bars is typical of most river systems. A simple integrative model that tracks pebbles from the hillslope to the main stem of the river and includes experimentally determined abrasion coefficient of the different Himalayan lithologies and size distribution of hillslopes sediment supplies, accounts for both lithologic proportion along the Marsyandi and for the downstream coarsening of gravel-bars material. This coarsening would mainly result from differences in sediment sources along the Marsyandi valley, in particular from differences in size distributions between landslide and moraine material. However, the median pebble size of sub-surface material in gravel-bars is globally coarser than mean size of the blocky material in the source. The choice of the measurement methods and their potential bias are discussed but cannot explain this surprising feature displayed by our measurements. The paradox seems to be related to sediment transport modalities. We suspect that subpavement grain size distribution on gravel bars is not representative of the average bedload size distribution. Our different observations and model results, as well as simple theoretical considerations suggest, that gravel-bar material in active tectonic settings probably represents a poor estimation for average transported bedload. They

indicate, that pebble abrasion is more easily evidenced by descriptions of pebble lithology than by the downstream evolution in pebble size. Our study also shows, in contrast with previous studies, that experimentally derived abrasion coefficients can account for the downstream evolution of pebbles without calling for additional fining processes. Finally, it suggests that the eroded lithology and hillslope sediment sources have a major influence on the downstream evolution of pebble characteristics, on bedload ratio, and probably on bedrock incision efficiency. These conclusions have important implications in terms of river profile evolution, landscape denudation, internal erosional coupling and the response of the fluvial network response to glacial/interglacial fluctuations.

## **1. Introduction**

Recent studies on coupling between tectonic, climate and erosion [e.g., Koons, 1989; Molnar and England, 1990; Beaumont et al., 1992; Avouac and Burov, 1996; Willet, 1999] have emphasized the key role of the erosional processes and efficiency in shaping and uplifting mountains ranges. More particularly, the fluvial network has been recognized as having a major control on landscape denudation by setting the local base level of the hillslopes [e.g. Burbank et al., 1996; Whipple et al., 1999]. Such observations have spurred many studies on the way rivers incise bedrock. Several heuristic models have been proposed that we could group into 3 types: the detachment-limited model, which supposes a determinant incising efficiency linked to the stream power [Howard and Kerby, 1983], the transport-limited model [Willgoose et al., 1991] and the mixed tools model [Sklar and Dietrich, 1998]. The last two models are found to strongly depend on upstream sediment supply and on sediment size. In particular, sediments introduce non-linear behavior that can strongly affect the transitory regime [Whipple and Tucker, 2002] as well as late-stage orogen evolution [Baldwin et al., 2003]. In high mountains streams, or rivers draining through steep canyons, removal of metric to decametric static boulders can also introduce an additional non-linear component to river incision processes [Howard et al., 1994] and an eventual feedback between hillslope erosion and fluvial downcutting. However, few recent studies have focused on the way in which and the rates at which boulders, blocks and sediments delivered from the hillslopes evolve toward the mountain range outlet, even though pebble fining and abrasion have been pointed out as potential key processes [Howard, 1998; Whipple and Tucker, 2002].

In the fluvial geomorphology community, there has been a long standing debate to explain downstream gravel and pebble fining along most rivers in the world [e.g. Bradley, 1970; Goede, 1975; Knighton, 1982; Brierley and Hickin, 1985; Brewer and Lewin, 1993; Kodama, 1994a; Heller et al., 2001; Surian, 2002], partly because two kinds of processes can be acting at the same time: fining by selective transport and fining by pebble abrasion. Observed apparent fining rates in natural rivers have generally been found to be much higher than experimental abrasion rates [Kuenen, 1956; Bradley, 1970; Shaw and Kellerhals, 1982; Kukal, 1990; Brewer and Lewin, 1993]. Several hypotheses have been proposed to explain this discrepancy: an underestimation of experimental abrasion rates by neglecting vigorous hydrodynamic regimes [Kodama, 1994b], the role of chemical weathering [Bradley, 1970; Jones and Humphrey, 1997] or a predominant role of selective transport [Brierley and Hickin, 1985; Paola et al., 1992; Brewer and Lewin, 1993; Surian, 2002].

In an attempt to unravel the interplay between abrasion and other causes of pebble fining, and more generally to identify the role of sediments in fluvial transport and incision in active orogens, it is fundamental to first focus on a setting where only one of these processes is acting. Following this simplifying line, this paper will only address the issue of abrasion acting alone during fluvial transport. To do so, the chosen river system needs to present neither short nor long-term depositional sections: in such a setting both selective sorting and pebble surface weathering during deposition can be expected to be minimal. Such behavior can be observed along rivers draining across actively uplifting mountain ranges. However, most of the world mountain ranges are relatively narrow and river length between its source and outlet in a depositional area (foreland basin or intermountainous basins) rarely exceeds more than 30-50 km, except for rivers draining large ranges like the Himalayas or the eastern Andes.

In this study, we have focused our attention on the downstream evolution of pebble composition and size, and pebble abrasion rates along a Central Nepal Himalayan river, the Marsyandi river. The choice of this 160-200 km long river system was dictated both by the necessity to study a sufficiently long river system to observe a significant evolution as well as by the existence of numerous constraints on both lithologies [Colchen et al., 1986], erosion and thus sediment supply rates from hillslopes [Lavé and Avouac, 2001; Pratt-Sitaula et al., in press; Burbank et al., submitted]. In addition, a previous study on gravel-bars material along the Kali Gandaki, a nearby river system, has already indicated important downstream variations in pebble lithologies [Mezaki and Yabiku, 1984]. In contrast to previous studies on pebble evolution and particle abrasion rates, we paid particular attention to define sediment

evolution from the hillslopes down to the depositional plain at the outlet of the range, i.e. to also characterize size distribution of the hillslope sediment sources that feed the fluvial network in coarse material. Field measurements were conducted in the autumns of 2000 and 2001.

After some brief theoretical considerations on pebble size evolution along a river incising into an actively eroded landscape, we first review the geological and geomorphological setting of the Marsyandi watershed. We then present the methodology used to both characterize the sediment sources, i.e. landslides, moraines, terrace deposits and tributaries, and to measure the gravel size and lithologic composition of gravel bars along the main stem of the Marsyandi river and its tributaries. Measurements, results and geomorphic implications are discussed first qualitatively and second in the light of a simple integrative model that takes into account abrasion rates measured on Himalayan lithologies in an experimental device [Attal and Lavé, 2003].

## **2. General considerations on downstream pebble size evolution in a uniformly eroded landscape**

In several studies [Kuenen, 1956; Bradley, 1970; Brewer and Lewin, 1993; Kodama, 1994a], downstream fining rate, expressed in % per km, is directly compared to abrasion rates obtained from experimental studies and used to evaluate the respective efficiency of sorting and abrasion processes. However, this approach is only valid when there is a unique sediment point source in the headwater, i.e. if sediment supply further downstream from tributaries and hillslopes can be neglected. For rivers draining through an actively eroded region, this comparison is no longer valid. We will demonstrate this for a simplified linear drainage geometry, i.e. defined by the relation  $A = w.L/s$  with  $A$  the drainage area,  $w$  the average width of the watershed between the 2 lateral interfluves, and  $s$  and  $L$  the respective average sinuosity and length of the river. This relation is simply a particular case of the more general Hack's law, with an exponent of 1. Each block or rock fragment, after being delivered from the hillslopes to the river network, will be submitted to breaking, crushing and abrasion that tend to round the fragment and decrease its diameter. We assume that pebbles are mostly reduced in size by abrasion after a few kilometers [Krumbein, 1941; Kuenen, 1956; Pearce, 1971] and that pebbles are abraded following the commonly used Sternberg's law [1875]:

$$\frac{dV}{V} = -kdL \quad \text{or} \quad \frac{dD}{D} = -\frac{k}{3}dL \quad , \quad (1)$$

with  $k$  the pebble abrasion coefficient,  $D$  and  $V$  the pebble diameter and volume respectively. We also assume that the products of abrasion are mostly fine materials that then transit as suspended load [Kuenen, 1956]. If we now consider a uniform erosion rate  $\varepsilon$  and uniform sediment supply from the hillslopes and lateral tributaries with a unique fragment size  $D_0$ , we can write for any point along the main river stem:

$$* \text{ for the total sediment flux: } Q_s(L) = \varepsilon w \frac{L}{s} \quad , \quad (2)$$

$$* \text{ for the bedload sediment flux: } Q_b(L) = \frac{\varepsilon w}{s} \int_0^L e^{-kx} dx = \frac{\varepsilon w}{sk} (1 - e^{-kL}) \quad , \quad (3)$$

$$* \text{ for the mean pebble size: } \bar{D}(L) = D_0 \frac{\int_0^L e^{-kx} e^{-\frac{k}{3}x} dx}{\int_0^L e^{-kx} dx} = \frac{3}{4} D_0 \frac{(1 - e^{-\frac{4k}{3}L})}{(1 - e^{-kL})} \quad . \quad (4)$$

At great distances from the river source, or for high values of the erodability  $k$ , an asymptotic behavior is rapidly reached both for bedload flux and for mean grain size. Moreover, the asymptotic value for the mean pebble size  $D = 3/4D_0$  is independent of the erodability coefficient (Figure 1a).

Asymptotic behavior arises after a distance slightly smaller than  $\frac{3}{2k}$  from the balance between the quantity lost by abrasion and the continuous supply of « fresh » material from hillslopes. It can be easily demonstrated that this phenomenon is also observed with a more realistic model, i.e. with a more complex watershed geometry and a complete grain size distribution for the sediment sources, or even with hillslopes delivering several lithologies with different erodabilities: the asymptotic values are slightly different but still independent of  $k$  for the mean grain size. A recent study along a US river in the Olympic Mountains that drains a homogeneous lithology indeed shows such seemingly asymptotic behavior [Heller et al., 2001]. For rivers draining a uniformly eroded region, the apparent downstream fining rate of bedload is close to 0 even if the abrasion rate of the eroded lithology is very high. Therefore, the downstream size evolution cannot be translated directly in terms of equivalent abrasion rates, except for the upper reaches where the river length is lower than the critical length  $l/k$  (in that case  $\frac{dD}{dL} \cong -\frac{k}{6}D_0$ ) However, in the latter case, downstream fining can be difficult to demonstrate, given the usually large uncertainties in field measurement, and the moderate change between upstream and downstream values.

To unravel the role and amplitude of abrasion, it is therefore more pertinent to track the ratio of bedload to total load (Figure 1b) rather than the downstream evolution of the mean pebble. However, bedload flux measurements are usually very difficult to monitor for large rivers, in particular for the long periods of time that are necessary to estimate the average flux. Alternatively, we could study a river crossing contrasting lithologies and track the “dilution” rate of the upstream lithologies in the downstream ones. In light of this simplified model, the downstream evolution of the concentrations in the different lithologies is expected to be sensitive both to the relative abrasion coefficients of the different lithologies but also to their absolute values. The Marsyandi river, the setting of which will be detailed hereafter, offers such characteristics.

### **3. Location and geodynamic setting**

The Marsyandi River drains across the Himalayan range in central Nepal. Its source is located north of the Annapurnas (Figure 2). On its upper reaches, it drains to the south-east to skirt round the Annapurna ridge. It then drains to the south and reaches the Trisuli River after a course of around 170 km. From east to west, the Trisuli, Buri Gandaki, Marsyandi, Seti and Kali Gandaki join to form the Narayani River which drains to the Terai plain. They form one of the most important hydrographic network of the Himalayan range, west of the Kathmandu basin.

The Marsyandi watershed is superimposed on three main structural units (Figure 2): the Tethyan Sedimentary Series (TSS), the Higher Himalayan Crystalline (HHC), and the Lesser Himalayan units (LH). These structural units roughly coincide with the main geographic domains across the Himalayas of Nepal (Figure 2). The TSS extend through the South Tibetan Plateau and the northern flanks of the High Himalayan summits. They consists of a thick stack of Paleozoic and Mesozoic sediments that are slightly metamorphosed and intruded by an early Miocene granitic body, the Manaslu granite [*e.g.*, Le Fort, 1986; Searle, 1999] (Figure 3). The dominant lithologies in these units are limestone and schist but some fine sandstones and quartzite levels are frequent [Colchen et al., 1986]. The core and southern flank of the Higher Himalayan topography correspond to the crystalline units of the HHC, which consist mainly of medium to high-grade aluminous (F.I) and calcic (F.II) paragneisses and ortho-gneisses (F.III) (Figure 3). The topography then drops abruptly from elevations greater than 6000 m in the Higher Himalaya (HH) to around 1000 m in the Lesser Himalaya

(LH). The rocks in the LH consist of low-grade metasediments (sandstones, phyllites, schists, quartzites of Pre-Cambrian age = mostly Kuncha formation) (Figure 3) forming a large antiformal duplex structure overlain by schists, micaschists, quartzite and limestones metamorphosed in the northern part of the anticlinorium just below the MCT in garnet to kyanite facies [e.g. Pêcher, 1978; Colchen et al., 1986; Schelling 1992]. The southern part of the anticlinorium, where metamorphism has been less intense, is overlain, mostly in the eastern part of the Narayani watershed, by the Mahabarat range composed of schists and Cambrian to Eocene Tethyan sediments intruded by Late Cambrian to Ordovician granites. All these Himalayan units and sheets are overriding the Indo-Gangetic Plain and have generated thin-skinned tectonic deformation, giving rise to the Siwalik Hills that form the most frontal Himalayan relief. The Siwalik or sub-Himalayan rocks are composed of easily erodible Neogene sandstones, siltstones and conglomerates.

The boundaries between the different domains roughly coincide with major faults. These are from North to South: the South Tibetan Detachment (STD), a gently dipping normal fault underlying the TSS [Burchfiel et al., 1992], the Main Central Thrust (MCT), a ductile shear zone that separates the LH units from the HHC [e.g. Le Fort, 1986], the Main Boundary Thrust (MBT), which marks the limit between the Sub-Himalaya and the LH, and the Main Dun Thrust (MDT) and the Main Frontal Thrust (MFT) which correspond to inner and southern thrusts associated with the Sub-Himalayan folds.

Currently, the most active tectonic feature appears to be the MFT that absorbs  $21 \pm 1.5$  mm/yr, i.e. most of the convergence between India and South Tibet, [Lavé and Avouac, 2000]. However, important vertical movements also affect the Higher Himalaya, around 100 km north of the MFT. This phenomenon has been inferred to be the consequence of the ramp-flat geometry of the main detachment at depth, the Main Himalayan Thrust (MHT), on which the main faults of the range connect [Lavé and Avouac, 2001]. In the central Himalaya, uplift rates, as inferred from fluvial incision rates, therefore display strong variations across the range: they culminate at 6-15mm/yr in the frontal Siwaliks, drop to 0-2 mm/yr above the MDT [Lavé and Avouac, 2000, 2001] and to 1-2.5 mm/yr across the Mahabarat, then decrease to around less than 0.5-1 mm/yr in the LH and finally rise again to values ranging between 2 and 5 mm/yr across the HHC [Lavé and Avouac, 2001; Pratt-Sitaula et al., in press; Burbank et al., submitted]. The South Tibetan region is characterized by a general extensional regime [Armijo et al., 1986] and probably by very low vertical motions. The hydrologic network of the Marsyandi drains across contrasted uplifting and eroding areas, and sediment supply rates from the hillslopes are therefore suspected to vary strongly along Marsyandi course.

## **4. Field measurements in Marsyandi valley**

### **4.1. Sampling sites and geomorphic objects**

To address the problem of sediment mass transfer in mountainous landscapes, we have focussed on two distincts geomorphic objects in Marsyandi valley: the sources of coarse sediments delivered from the hillslopes to the hydrologic network, and the transported gravels and pebbles along the Marsyandi River and its tributaries. The data base contains about 40 sites of measurements on Marsyandi and tributary gravel bars and 20 sites on the sources of sediment (Figure 2). Methods of measurements are inspired from previous studies (see review and analysis by Kellerhals and Bray [1971]). At each site, two or three measurement stations have been realized.

For each site, we conducted measurements both on surface and sub-surface gravels: as for most gravel rivers worldwide, the gravel-bar material presents a clear surface coarsening effect. To get out of this pavement when measuring sub-surface gravels, the surface layer was removed to the thickness of the largest boulders, before volumetric sampling. Gravel bars can also display large pebble size variations between their extremities (Figure 4a). In order to keep consistency between sampling sites, we surveyed wherever possible a similar hydrodynamic setting; we chose the central part of the gravel bars. When studying gravel bars of the Marsyandi valley and its tributaries for provenance and grain size distribution, we assume, following Parker and Klingeman [1982], that the material composing the gravel-bars is representative of the bedload transported by the river during flooding stages. This issue will, however, be discussed more at length in the final sections.

In the Marsyandi valley, we focused on grain size distributions for three types of sources, which, we suppose, deliver most of the coarse material producing bedload. First, we surveyed landslide deposits in the Marsyandi valley and its surroundings. These probably represent the main process of hillslope erosion and the main source of sediment in this kind of active orogenic setting [Burbank et al., 1996; Hovius et al., 1997]. Choosing a representative site was in some way the most difficult task of the counting procedure: material is far to be uniform in a landslide deposit (Figures 4b and 4c). We observed that the material usually becomes coarser downhill, probably because large blocks travel greater distances, and is also much coarser at the surface, probably because fine material has been washed out and also because segregation processes during landslide movement tend to expulse the largest block

toward the surface. To get an idea of the size distribution of the whole landslide deposit, it would be necessary in theory to measure the distribution and volumes of both surface and core material, for different points along the landslide deposits. However, such a procedure is highly time-consuming and we preferred to focus on the core material in the central part of the landslide, assuming this is most representative of the average material.

In the upper part of the Marsyandi watershed, glacier and peri-glacial processes and transport deliver a rather different material to the fluvial network. For this reason, we surveyed both modern and Late Pleistocene to Holocene moraines. In the upper Marsyandi valley, many remnants of formerly glaciated landscapes can be observed (Figure 3) [Fort, 1993; Lavé and Avouac, 2001] down to the confluence with the Naur Khola; the most extensive deposits can be followed from Manang to Pisang. Despite some controversies about their exact origin and age [Fort, 1993], these deposits probably represent a volume of several cubic kilometers of moraine-type material, and their erosion since the Last Glacial Maximum delivered a large quantity of sediments to the upper Marsyandi. Across the Lesser Himalaya, thick terrace deposits can also contribute to sediment supply. These deposits correspond mostly to the filling of temporary lakes resulting from the obstruction of the river by a landslide (upper Marsyandi) or to the filling of the valley during episodes of impulsive alluviation supplying high amounts of sediment to the river (lower and middle Marsyandi) [Lavé and Avouac, 2001; Pratt et al., 2002]. An important Late Pleistocene deposit is well preserved throughout the LH from Besi Sahar down to Dhumre along the Marsyandi and most tributaries (Figure 3) [Yamanaka and Iwata, 1982]. This fill terrace material, the middle part of which has been dated at around 40 kyr [Pratt-Sitaula et al., in press], consists of mixed fluvial and debris-flow units with some organic-rich clay lenses. Its initial volume could have represented more than 7 km<sup>3</sup>; around 80% of this has been eroded along the Marsyandi and its tributaries valleys. If we assume steady erosion of this fill terrace, and compare with present sediment fluxes in Himalayan rivers corresponding to erosion rates around 1 to 3 mm/yr [HMG of Nepal Undertaking, 1994; Lavé and Avouac, 2001;], we end up with a terrace material contribution of around 2% to the present sediment fluxes. The second important terrace deposit in the Lesser Himalaya, between Khudi and Dhumre, corresponds to one or several debris flow that ran from the HHC through the valley between 5.1 kyr BP (<sup>14</sup>C dating of a trunk within the debris flow material north of Besi Sahar \_ unpublished data) and 4.8 kyr BP [Yamanaka and Iwata, 1982]. The Marsyandi river has re-incised the mud-flow deposit leaving fill-cut terraces, but has not yet reached the bedrock valley floor. The initial volume of the flow could have represented 1.2 +/-0.4 km<sup>3</sup> and 70% has been eroded. With the same

assumption as that for the Pleistocene terrace, we also end up with a contribution of around 1-3% to the present sediment fluxes. We therefore suspect that reworking of terrace deposits represents only a minor source of sediment into the Marsyandi.

#### **4.2. Counting and sampling procedures**

Counting and sampling procedures are inspired from previous studies (see review and analysis by Kellerhals and Bray [1971]). We basically distinguished surface measurements, i.e. counting on lines or grids nodes, and volume measurements by weighing of a volumetric sample. These methods have been chosen because they were the most appropriate according to the objects we were studying, the time allowed for our field survey and the bulk of the measuring material it was necessary to carry along the Marsyandi valley (towels, pickaxes, buckets, sieves,...). Moreover, distributions obtained from these methods are directly reliable [Kellerhals and Bray, 1971; Church et al., 1987; Displas and Sutherland, 1988]. In order to display and compare size distributions from these different sampling or counting procedures it was also necessary to define a common variable to describe pebble dimension. We choose to consider the b-axis of the particles, i.e. their intermediate axis, and to perform geometric corrections when necessary (see more details in Appendix A).

Surface measurements were applied for gravel-bar surfaces, landslide surfaces, terrace and moraine cross-sections. We both used tape measure and photo counting methods. For the tape measure method, a line of 15 meters was posed on the geomorphic object and particles were measured and lithologically identified every 50 centimeters. This method has been used mainly for gravel-bars. For the photo counting method, a scale was posed on the geomorphic object and a photo was taken perpendicularly to the surface. The photo was later treated numerically: a 100-point grid is superimposed on the photo and particle size is measured beneath each grid node.

Volumetric measurements have been applied for sub-surface measurements of gravel bar, landslide, terrace and moraine material: 100 to 250 kg of material was collected and sieved with 1, 2 and 4 cm square mesh sieves. Material coarser than 4 cm was sorted by lithology and particles were weighed separately. Fractions finer than 4 cm were weighed in classes corresponding to the mesh size. The size distribution for particles coarser than 1 cm was established in the field. The fraction finer than 1 cm was eventually sampled (quantity = 1-2 kg) and its size distribution analyzed in the laboratory, using sieves and an optic laser method for fractions larger and finer than 1 mm respectively.

However, we have to consider that, in most of the gravel-bars and sources we worked on, boulders heavier than 250 kg can commonly be found (Figure 4a): the method can thus definitively not take the largest elements into account. For surface measurements, large boulders can be taken into account by tape measure lines and partially by photos. Both methods should produce similar results. However, we observe that  $D_{50}$  values obtained by tape measure lines are systematically larger than  $D_{50}$  values obtained by photo analysis (Figure 5). Several factors relative to photo counting contribute to this systematic bias: first, the dimensions of partially hidden pebbles are underestimated; second, if the pebble is not oriented with its longest axis close to the horizontal, then measuring the shortest visible dimension also leads to an underestimation of the intermediate axis of the pebble; third, the area covered by a photo is generally 2 meters wide, whereas tape measure lines are deployed on 15 meters. The latter method therefore allows to consider coarser particles than the former, and leads to more representative results for the coarse fraction.

We also tested the similarity of the results obtained by surface counting and volumetric sampling, by focusing on landslide and moraine cross-sections (Figures 4a and 4b). Large photos were taken at different scales (5 to 20 m wide) and allow to consider very large elements. The surface counting method provides  $D_{50}$  values that are roughly similar to volumetric method. Distribution curves obtained from the two methods are different however, the surface method including larger blocks than the volumetric one. The maximum block size on photos reaches 2 m (Figure 6a), but only 40 cm in our volumetric sampling. According to these few elements, it appears that the  $D_{50}$  values obtained by volumetric sampling give a reasonable, although probably slightly low, estimate of the median size of the whole material. In contrast, the coarsest fractions, and  $D_{90}$  values, are largely underestimated by volumetric sampling. In the following we will therefore mostly reduce our discussions of size distributions to the median size values, keeping in mind however the poor statistics that characterize our sampling procedure.

### **4.3. Lithologic identification**

For lithologic sorting, five main lithologies were distinguished: limestones (including marbles), schists (including phyllites, sericites, micaschists), crystalline rocks (gneiss and granitic rocks), quartzites and sandstones. Each structural unit drained by the Marsyandi River contains contrasting proportions of these different lithologies, a context helpful to identify the provenance of the particles and favorable to study abrasion processes, as discussed in section 2. From the source to the confluence with the Kali Gandaki, the river drains mostly limestone

across the TSS, gneisses across the HHC, schists in the upstream part of the LH and sandstones, schists and quartzites in its downstream part.

Rapid identification on entire or freshly broken pebbles, with an eventual test for presence of carbonates with hydrochloric acid helps to define the lithology of most of the pebbles. Gneissic pebble identification was the easiest one and errors were probably very rare. In contrast, for the other lithologies, the identification of some pebbles was somewhat arbitrary in particular for intermediate lithologies. The Kuncha formation presents a continuum between schistose sandstones, sandstones and quartzite: in our classification a strong fine-grained sandstone can have been identified as quartzite. Similarly, micaceous LH sandstone with a slight schistosity could have been identified as schist. A second source of inaccuracy comes from sandstones with calcareous cement: when fine-grained, the homogeneous aspect of the rock and its effervescence with acid could have led us to misleadingly consider it as a limestone. In a similar manner, all the pebbles coming from the Annapurnas yellow quartzitic limestone formation were considered as limestone, despite the fact that some of them are closer to the quartzitic pole.

However, identification errors or misleading choices concern only a few pebbles within the whole sampled volume at each site. Therefore, the relative error for dominant lithologies reaches only a few percent, but it can become important and eventually reach 100% when the proportion of a lithology is lower than 5-10%.

#### **4.4. Sources characteristics**

On each measurement site, two or three stations have been realized. The spacing of these stations has been chosen in order to obtain a global estimate of the size distribution and its variability within the studied object. The materials supplied by the hillslopes deliver a very wide range of size distribution to the fluvial network (Figure 6), and important differences can exist even within the same object.

Landslides occur along the entire valley. Despite the fact that distribution curves obtained in distinct lithologies present globally similar trends, the median size,  $D_{50}$ , of the material appears to depend on the nature of rock outcropping in the area (Figure 6a).  $D_{50}$  varies between 37 and 74 mm for gneiss of formation I, between 18 and 28 mm for gneiss of formation II, between 21 and 74 mm for quartzites and between 3 and 23 mm for schists. Other parameters like the degree of fracturation and weathering of the bedrock probably have a significant role, but were not measured for this study. Silt and sand fractions account for 15-

20% of the volume of landslide deposits, except for a deep seated landslide in schists, where strong weathering could have substantially increased the proportion of fine material.

Moraines are located in the upper valley above about 2500 m elevation. In contrast to landslides, they provide a large proportion of very fine material (Figure 6b), around 20-30% of silt, and a very low sand fraction (between 1/16' and 1 mm).  $D_{50}$  values range between 6 and 24 mm. The material is mainly composed of limestone fragments, the moraines we surveyed being located upstream of the STD. The fine mineralogical structure of the rocks of these units may explain the divergence observed for the silt fraction between our curves and the curves found for supraglacial material derived from crystalline rocks (shaded domains in Figure 9b) [Campy and Macaire, 1989; Benett and Glasser, 1996].

For the two hillslope sources, all the distribution curves derived from volumetric sampling end at values of  $D$  lower than 30 cm, revealing the limitations of our sampling method in accounting for coarse material. Nevertheless, the distribution derived from photo counting indicates that the upper tail of the curve is limited and that the missing coarsest fraction generally represents less than 10%.

Finally it has to be noted that the distributions we have measured on hillslopes overestimate in some way the size of the material that will effectively become bedload material in the fluvial network. Many blocks are fractured, in particular trough schistosity plans. By the time these blocks will have reached the river channel, by sliding or falling along the hillslope, and travelled few kilometers in the river, they will probably have been split several times and their size will have decreased dramatically. More generally, because of insufficient measurements and because of the limitations exposed above, the distributions we derived both for landslides and moraines provide an incomplete view of the kind of material that is supplied to the river.

#### **4.5. Gravel-bar material characteristics**

When compared to source material, gravel-bar material displays much less dispersion (Figure 6d). Most of the 12 complete size distributions (i.e. with the silt to gravel fractions finer than 1 cm) we measured along the Marsyandi river and its tributaries display similar curves and tend to cluster around a relatively narrow beam. Sand and silt fractions represent only 8 to 15%. Around half part of the fine material present in the hillslope sources, plus all the products of blocks and pebble abrasion, are therefore evacuated directly as suspended and wash load, independent of the material travelling as bedload. Size and lithological

distributions of gravel-bars material have been established for about 30 sites distributed along the Marsyandi river from Manang to the confluence with the Trisuli in Mugling, and for 10 gravel bars on the main tributaries close to their confluence with the Marsyandi. Additional gravel bars were surveyed along the lower Trisuli and on the Narayani close to the MDT. For each gravel bar, we summed the weight of two or three independent measurements to obtain a virtual volumetric sample of 250-500kg and or virtual tape lines of 60 to 90 pebbles. The downstream evolution of the lithologic proportion (Figure 7) and median pebble size (Figure 8) are then directly computed from these virtual samples. However, for pebble size, an error bar highlights extreme values of the single samples and measurement scattering on each gravel bar.

#### 4.5.1. Downstream evolution of lithologies

The downstream evolutions of the lithological composition for both surface (Figure 7b) and sub-surface (Figure 7a) pebble material (fraction > 5 cm) are remarkably consistent. From one site to the next, scattering is important and can reach up to 40% for major lithologies and more than 100% for minor ones. This reflects more the poor statistics resulting from reduced samples sizes than the lateral input by the tributaries (Figure 7a). The general trend for both diagrams conforms to the different geologic units crossed by the Marsyandi. As explained in section 3, the river drains across three main structural units, each of them having its proper lithological characteristics. The lithological composition of the gravel-bar material reflects both the influence of sediment supply coming from these structural units and the different erodabilities related to each lithology. To illustrate these two processes, note for example, that the proportion of limestone decreases rapidly downstream from the STD, probably in response to a high erodability of limestone [Kuenen, 1956] as well as an important dilution in gneissic pebbles, amplified by increasing local erosion and sediment supply rates when crossing the High Himalayas. In contrast, the steady downstream increase in the proportion of quartzite, up to 50-60% in the lower Trisuli and Narayani, despite minor proportions of quartzite in the different source units, reflects the much higher resistance to abrasion of quartzite pebbles relative to other lithologies [Kuenen, 1956; Bradley, 1970].

Gravel-bar compositions also help to unravel several characteristics of the transported material. The lithologies that are poorly resistant to abrasion are expected to be present in the low order drains, reflecting the composition of the local sources, and to vanish downstream. This is the case for schists and sandstones: the schists represent important lithologies in the upper Tethyan series and in the Lesser Himalayan units. The tributary in Humde, the Paudi

and Chepe Kholas present proportion of 15 to 40% of schists, illustrating the importance of schists in the corresponding local sources. However, their proportion drops to less than 5% on average along the Marsyandi River. A similar pattern is observed for the proportion of sandstones between the Paudi and Chudi Kholas on the one hand, and the main stem of the Marsyandi on the other hand. Finally, some tributaries draining Southern Tibet like the Naur and Dudh Kholas, or the Marsyandi in Chame just below the STD trace, display surprising features: for all of them the proportion of limestone is much lower than expected from the size of the contributing area in calcareous units. For example, the Dudh Khola gravel composition displays 60% of granitic pebbles, 40% of gneissic pebbles and almost no limestone pebbles, despite the fact that calcareous units represent a third of its contributing area. Such unexpected results could arise either from heterogeneous erosional behavior of the lithologies (limestones eroded mostly in sandy fractions or by chemical erosion...) or more probably from stochastic behavior related to discrete sediment supply events by landslides or glacial lake outbursts [e.g. Benda and Dunne, 1997].

#### 4.5.2. Downstream evolution in grain size

Downstream profiles of the median size ( $D_{50}$ ) of gravel-bar material (Figure 8) are characterized by an important scatter, even more pronounced than for the lithological evolution. This scatter can overcome 100% from one site to the next, and even at the scale of a single gravel bar. It arises both from the insufficient sample size and from the spatial variability in hydrodynamic conditions along and between gravel bars that lead to more or less intense local coarsening.

Despite the important data scatter, the general trend for sub-surface samples is clear and opposite to what would be expected in gravel-bed rivers: there is no downstream fining but downstream coarsening, with three domains for which  $D_{50}$  seems to remain more or less uniform. At the boundaries between these domains, a sharp increase of  $D_{50}$  occurs downstream. These domains correspond roughly to the main structural units. At this stage, it is thus tempting to attribute such changes to some relationship between sediment sources and geologic or morphotectonic units. We saw, for example, in the previous section that moraine material is finer than landslide material: the increase in mean pebble size from Southern Tibet to the High Himalayan gorges could therefore result from an increasing supply in landslide material. Similarly, it would be tempting to attribute the increase in pebble size south of the MCT to an increasing signature of landslides initiated in quartzitic units, which are characterized by slightly coarser size distributions than for landslides initiated in the HHC

gneissic units (if we include results from landslides initiated in F.II gneiss). However, the tributaries that drain principally the HHC units like the Nyadi and Khudi Khola transport coarser material than the tributaries draining only LH units like the Chudi and Paudi Khola. More generally, excepting these two latter rivers, we observe a remarkable accord between the material stored in gravel bars along the Marsyandi and along its main tributaries (Figure 8a).

Additional observations can be made concerning median pebble size on the surface of gravel bars (Figure 8b). First,  $D_{50}$  values for surface sample are systematically higher than those for sub-surface samples. Logically, they follow the same rough downstream coarsening. Across a given structural unit, we noticed that sub-surface  $D_{50}$  is globally uniform. This is not the case for surface  $D_{50}$ , which varies across a wide range of values, between one to five times sub-surface  $D_{50}$  value. At crossing the STD the difference in surface  $D_{50}$  is still visible, whereas no major change occurs going from the HH to the LH domains. These observations suggest that there is no clear relationship between surface and sub-surface size distribution. The importance of the vertical sorting and coarsening effect occurring on gravel-bars is not uniform: it varies both along the course of the river and at the scale of a single bar, in response to variable local hydrodynamic conditions.

#### 4.5.3. Terrace material and temporal variations in transported sediments

No real trend can be distinguished in the size distribution of terrace deposits (Figure 6c). This arises from the fact that terrace deposits correspond to local events in space and time such as landslide dam filling, alluviation, or debris flows. The amplitude of the event conditions the changes of the river hydrodynamic variables and thus the characteristics of the fill. Even within a single terrace deposit, very large vertical and horizontal variations in size distribution of the material can be observed. As a consequence,  $D_{50}$  for terrace material varies between 6 and 147mm.

In the section 4.1, it was argued that terrace deposit reworking does not represent a major source of sediment at present times. However, we observed on many gravel bars that some of the largest blocks come from the surrounding debris flow terrace deposits (Figure 4a). The largest elements coming from terrace material, and more generally from any local hillslope supply, can strongly influence the upper tails of the size distributions.

On the other hand, terrace deposits materials provide interesting insights in temporal variations in sediment supply, relative to the present-day view of pebble characteristics along the Marsyandi. To evidence these possible variations, we focus only on alluvial terrace deposits and compare their size distribution to that of the closest surveyed gravel-bar (Figure

9). First, we note that the median pebble size in terrace material does not strongly differ, on average, from that in the gravel bars, and that they all cluster around 5 cm, except at the Nyadi Khola site, for which a mixed debris-flow type origin cannot be excluded. However, systematic differences between average size value on gravel bars and in terrace material are observed, in particular upstream of Dharapani (Figures 3 and 9). These differences are larger than 50%, but of the same order as the scatter observed from one gravel bar to the next. Lithologic compositions are far more stable and differences between gravel bars and terraces are within the observed scatter along the Marsyandi channel. The only noticeable exception is observed in Chame, few kilometers downstream of the STD trace, where we previously identified a strong anomaly in both the Marsyandi and Naur Khola gravel bars. Terrace deposits contains much more lithologies representative of the TSS than the gravel bars, which are characterized by a marked over-representation of HHC gneissic elements. As already argued, if the river network is supply-limited by discrete landslides, then important temporal variation can be expected, in particular in the low-order channels. Downstream, in the main stem, we expect that mixing becomes sufficiently efficient to dampen these discrete signatures. Alternatively, the variations in pebble characteristics in Chame could reflect important changes in spatial erosion and hydrodynamic regimes, due to the transient response to glacier retreat or advance since the Late Pleistocene.

Finally, our measurements on terrace deposits and gravel bars confirm that spatial and temporal scatter, whether they are due to our measurement procedures, climatic variations or some stochastic aspect of sediment supply and river transport, has more impact on the gravel size distribution than on the lithologic composition.

## **5. Comparison between experimental and natural abrasion**

In order to extend in a more quantitative way the data interpretations on gravel bars and sources in the Marsyandi valley, we conducted experimental measurements on Himalayan lithologies and check their consistency with our observations by means of a simplified integrative model.

### **5.1. Experimental abrasion rates of Himalayan lithologies**

Between three and ten rounded pebbles have been sampled in the field for each of the most representative lithologies of the Marsyandi watershed. Pebbles come from active gravel-

bars: no obvious weathering rind was observed; their b-axis ranges between 4 and 10 cm, which roughly corresponds to the median pebble size along the Marsyandi. The pebbles have been run into a circular flume [Attal and Lavé, 2003] dedicated to the characterization of pebble abrasion rates and processes. The run was conducted under a turbulent flow velocity of 2.3 m/s and average shear stress of the order of  $250 \text{ N.m}^{-2}$ . These conditions are close to the conditions prevailing in the Marsyandi River during annual peak discharge across the LH. Because the dominant lithologies in the Marsyandi River are mostly resistant to abrasion, about 60 kg of Alpine crystalline pebbles of similar size were added to 15 kg of pebbles of different Himalayan lithologies in order to obtain a bedload flux of  $80 \text{ kg/s/m}$  or  $0.03 \text{ m}^2/\text{s}$  by width unit. Weight loss by abrasion was quantified by weighing the dry Himalayan pebbles before and after the run. Traveling distances ranged between 2.3 and 7.0 km, according to run durations of 0.5 to 1.5 hours and a mean pebble velocity of 1.3 m/s. Abrasion coefficients are thus reported in % loss per kilometer (Table 1).

Weight loss values are relatively uniform (with relative standard deviations lower than 1) for resistant lithologies and for marbles. Quartzite abrasion rates are very low, about 0.15 % per km. Granites and calcic gneisses (F.II) have rates of 0.4 % per km but aluminous gneisses (F.I) have rates three times higher: 1.4 % per km. This difference is probably due to the presence in these gneisses of well developed weak mica beds that makes the rock less resistant to abrasion. Each of the calcareous rock types have roughly uniform abrasion rates due to their fine and homogeneous structure at the pebble scale, but these rates are variable if we consider the “limestone group” as a whole; they vary from 0.5 % per km for the Annapurna siliceous limestones to 2.6 % per km for the black limestones of the Ordovician Pisang Formation. These differences are linked to the degree of metamorphism and recrystallisation of the rock and the presence or absence of quartz, which influences abrasion rates by changing the nature, the size and the cohesion of the minerals.

Soft lithologies present an important dispersion in abrasion rates. For sandstone, abrasion rates and dispersion increase with decreasing degrees of metamorphism or diagenesis, these processes that contribute to strengthen rocks. Abrasion rates for Paleozoic TSS quartzitic sandstone, Paleozoic LH Kuncha sandstone, Tertiary Siwalik sandstone from the MDT zone and from the MFT zone are 0.4, 1.7, 6 and 30 % per km respectively, with large standard deviations however. For schist pebbles, abrasion rates can vary by an order of magnitude according to their degree of weakness, linked to their mica and phyllitic mineral content as well as the intensity and spacing of cleavage planes (bedding, schistosity). However, they display on average very high weight loss values, between 7 and 23 % per km.

Due to their particular structure and mineralogical composition, schist pebbles are abraded very rapidly and often in a mode that rarely occurs for other lithologies: the pebble splits in two or three pieces of similar sizes.

The average values are consistent with the results obtained for similar lithologies run in other abrasion experimental devices [Schoklitsch, 1933; Kuenen, 1956], although they are slightly higher, by a factor 1 to 3, than these previously published abrasion rates. In the following we will be using our average experimental values, keeping in mind, however, that they cannot account for the large dispersion observed for some lithologies, and also that they possibly correspond to minimum values. Indeed, the pebbles of each lithologic class that we sampled to run in the experimental device could not be fully representative of the hillslope material, because the most fractured or least resistant fraction of the source material already disappeared during fluvial transport and abrasion, and therefore is not included in the sampled pebbles.

## 5.2. Integrative model for the Marsyandi watershed

In a given river section, the sediment load size distribution results from the contribution from all the parts of the watershed, modulated by the local erosion rate (or hillslope sediment supply rate) and by size reduction processes. If we assume first that most of the material supplied by the hillslopes can be transported by the fluvial network independently of its size (except for very large blocks that represent a minor contribution to total sediment flux), second that abrasion coefficients do not depend on hydrodynamic conditions or sediment flux, and third that we can neglect additional weight loss during the first traveled kilometers due to very efficient abrasion and edge rounding processes [Krumbein, 1941; Kuenen, 1956, Pearce, 1971], then size reduction can be adequately represented by Sternberg's law (1) with a constant abrasion coefficient, like in section 2. Under these simplifying assumptions, the size distribution for the  $j^{\text{th}}$  lithology can be written as an integral term on the upstream fluvial network ( $fn$ ):

$$f_j(D) = \left( \iint_{fn} p_j(\bar{x}) f_j^0(\bar{x}, D e^{\frac{k_j}{3} L(\bar{x})}) A(\bar{x}) \dot{\epsilon}(\bar{x}) d\bar{x} \right) / \left( \iint_{fn} A(\bar{x}) \dot{\epsilon}(\bar{x}) d\bar{x} \right), \quad (5)$$

where  $p_j(\bar{x})$  represents the local proportion of the  $j^{\text{th}}$  lithology,  $A(\bar{x})$  the local contributing area,  $\dot{\epsilon}(\bar{x})$  the corresponding average erosion rate,  $k_j$  the abrasion coefficient,  $L(\bar{x})$  the distance along the fluvial network between the sediment source and the considered river section, and  $f_j^0(\bar{x}, D)$  the size distribution of the sediment supply from the hillslope to the

river network in  $\bar{x}$ , with  $\int_D f_j^0(\bar{x}, D) dD = 1$ . Median size  $D_{50}$  is thus defined as the diameter

$$\text{for which: } \left( \sum_j \int_{D_{mbi}}^{D_{50}} f_j(D) dD \right) / \left( \sum_j \int_{D_{mbi}}^{+\infty} f_j(D) dD \right) = 1/2, \quad (6)$$

where  $D_{mbi}$  represents the smallest gravel size traveling as bedload. The proportion of the  $j^{\text{th}}$  lithology for pebbles larger than  $D_m = 5$  cm is expressed by:

$$P_j = \int_{D_m}^{+\infty} f_j(D) dD / \sum_j \int_{D_m}^{+\infty} f_j(D) dD. \quad (7)$$

It should be noted that relation (5) is probably not adequate for suspended load, however, the distribution of this fraction of the load is not the scope of this paper.

In an attempt to run this integrative model to invert for the abrasion coefficient  $k_j$  for each lithology, we thus need three independent data sets. First, we need the size distribution for the sources: we will consider the average distribution of the ones we measured along the Marsyandi valley (thick gray line on Figures 6a and 6b). We will initially assume that landslides represent the main source of sediment supply and consider a uniform distribution curve, independent of lithology, that corresponds to the average size distribution of landslide deposits (Figures 6a). Additional supply by moraine material will be introduced only for the last tested model (section 5.3.2). Second, a lithologic map is required (Figure 10a): based on previous geologic mapping [Colchen et al., 1986] and corresponding cross-sections, rough proportions of each lithology present are estimated for the main structural units (table 2). Finally, a denudation map is required (Figure 10b): as a first order proxy, we will be using erosion map extrapolated from fluvial incision rates in central Nepal assuming that incision rates are in equilibrium with catchment erosion rates [Lavé and Avouac, 2001]. Recent work in the Marsyandi valley has confirmed the gross pattern view of inferred downcutting and erosion rates along Marsyandi valley [Pratt-Sitaula et al., in press; Burbank et al., submitted] with highest incision rates across the HHC, low rates across the LH and moderate rates across the Mahabarat and MDT fold. In addition, suspended load measurements in East and Central Nepal suggest that present denudation rates are roughly similar to long term denudation rates [Lavé and Avouac, 2001]. Finally, it has to be noted that only relative spatial variations in erosion rates are required by equation (5).

Because large uncertainties are associated to these data sets, we did not perform a formal inversion and preferred to explore different end-member models, in order to assess the

roles of abrasion coefficients and local hillslope sediment supply rates. To conduct such direct modeling, we extracted the fluvial network from the worldwide 30" DEM.

### 5.3. Results of the different models

#### 5.3.1. Lithologic proportion

The results of seven end-member models (Figure 11a-g) have been compared to the lithologic data for the Marsyandi (Figure 11h), i.e. the lithologic composition of pebbles larger than 5 cm. First of all, we will consider the relative surface proportion of each lithology outcropping in the contributing area (Figure 11a), i.e. the pebble distribution produced by a uniformly eroded landscape, in the absence of significant abrasion during pebble transport. As expected from a rapid look at the geologic map, the Tethyan series, HHC and LH units represent similar areas in Marsyandi basin: in consequence, their dominant lithologies, limestones, gneisses and schists, respectively, occur in similar proportions close to the confluence with the Trisuli. This result sharply contrasts with our observations and suggests that pebble abrasion or/and variations in sediment supply have to be incorporated. The second model therefore includes variations in sediment supply (Figure 11b), but still excludes pebble abrasion. Increasing hillslope erosion in the HHC, according to the denudation map in Figure 10b, produces the observed proportional increase in gneissic pebbles, but is unable to predict the low concentrations in schists, the rapid downstream decrease in limestone where the river crosses the HHC and the net increase in quartzite. Including a uniform abrasion coefficient of 2 %/km (Figure 11c) helps to accentuate the decrease in limestone, but does not solve the misfits for the two other lithologies. Introducing lithology-dependent abrasion coefficients, as evidenced by our experimental results on Himalayan pebbles, therefore seems necessary (Figure 11d). The average coefficients we have obtained experimentally permit to account for most of the observed concentration curves along the Marsyandi, in particular the increase in quartzite and vanishing of the schist pebbles, although the latter effect is overestimated by the model. On the other hand, we could neglect differential erosion rates and focus on differential abrasion coefficients (Figure 11e). Like for model (d), most of the concentrations curves reasonably fit the observations along the Marsyandi. However, when compared to the data, the decrease in limestone proportions is not sharp enough, the proportion of the gneiss across the HHC is too low and the proportion of sandstone in the LH too high. Therefore both processes, differential supply rates and abrasion coefficients, are necessary to explain the gross features of the observed lithologic evolution along the Marsyandi.

In Section 2, it was argued from a simple analytic model that the downstream evolution of the pebble fraction in the sediment load strongly depends on the abrasion coefficient (Figure 1b). When two or more lithologies with distinct resistance to abrasion are present in the catchment, it can easily be shown that the downstream evolution in lithological proportion depends not only on the relative values of the abrasion coefficients but also on their absolute values. This prediction can be tested with the integrative model, by assuming the different abrasion coefficients multiplied by factors of 1/5 and 5 respectively. The first case, i.e. a decrease in abrasion efficiency, leads to a figure that is similar to model (b), except for the schist whose abundance is reduced. The second case (Figure 11f), i.e. an increase in abrasion efficiency, produces a rapid predominance of quartzite pebbles over all other lithologies in the LH. Both scenarios can thus be rejected: the abrasion coefficients, which our model requires to explain the data we obtained along the Marsyandi river, are therefore roughly constrained and of the same order as the experimental ones, although large uncertainties remain.

### 5.3.2. Size distributions

When landslide material reaches the fluvial network, we suppose that the finer fraction is rapidly washed out and travels as suspended load, and that the size distribution of the “residual” material becomes coarser. We have already observed in the size distribution curves (Figure 6) that gravel-bar material is indeed depleted in fine particles in comparison to the hillslope sources. In order to avoid any bias, only fractions traveling as bedload are considered here, and the median size will be computed for the fractions larger than a cut-off value of 1mm. For each previous end-member model, the predicted downstream evolution of this truncated median size does not fit the observations (Figure 12). First, all the models predict either a uniform median size or a slight downstream decrease, in sharp contradiction with the data along the Marsyandi. Second, all the models underestimate the data trend by a factor 2, except in the TSS where they overestimate gravel size.

Most of the highest parts of the landscape, above 4000 m, display important present-day and fossil glacial signatures. Such preservation of formerly glaciated landscapes suggests that the system has not yet returned to an equilibrium fluvial landscape. In these areas, the present denudation rates could be different from the long term rates. Moreover, sediment supply by landslides could represent a minor contribution relative to re-erosion of moraine material and debris produced by peri-glacial processes. Therefore, let us assume that in the upper part of the watershed the hillslope sediment supply is better accounted for by the

average size distribution of moraine material (thick gray line on Figure 6b). To do simple, we will consider that the Equilibrium Line Altitude (ELA) during the Last Glacial Maximum [Duncan et al., 1998] defines the limit between hillslope supply dominated by landslides and by moraine type material (Figure 10b). Obviously, large glacial valleys have developed far below this line, like in the upper Marsyandi between Manang and Dharapani [Fort, 1993; Lavé and Avouac, 2001], down to probably 2000-2500 m (Figure 2). However, it is beyond the scope of this paper to account for a precise location of glacial remnants: introducing in model (g) such a simplistic limit will only provide a first-order view on the role of source distribution. Along the Marsyandi valley, the lithologic composition is almost insensitive to this change, and differences in curves of models (d) and (g) are of the order of few percents or less (Figure 11). In contrast, the downstream evolution of the median grain size reflects the introduction of finer sizes distributions from moraine material in the upper part of the watershed. The modeled curve displays similar features to the observed data: low median sizes above the STD, intermediate sizes across the HHC and higher sizes across the LH. We therefore propose that the downstream coarsening pebble sizes could arise from varying sediment sources along the Marsyandi valley and that source characteristics can exert a strong control on the evolution of river sediments. Though it provides a more acceptable downstream trend, the model (g) still largely underestimates the median pebble size observed on the gravel bars in the HHC and LH. A tentative explanation for this misfit will be discussed in the following section.

### 5.3.3. Lithologic size distribution

The consistency of model (g) can be tested in more detail through the size distribution in each lithology. To attenuate the large scattering in the data, we grouped the measurement stations in 7 zones according to their morphostructural position along the river (Figure 13a), and summed their weight into a single virtual sample. Such a representation will help us to look more at the details and misfit of model (g), and to propose the following diagnostics. First, as already discussed in section 4.5 for the Southern Tibetan tributaries Naur and Dudh Khola (Figure 7a), the gneiss/limestone ratio increases dramatically in that segment, much more than predicted by the model. The differences of lithologic composition between gravel-bar material and terrace deposit in Chame could suggest, however, that the present distribution in the upper Marsyandi (zone 2) is a temporary situation. The sudden increase in crystalline pebbles may arise from a complex erosional pattern, in terms of volume and size distribution of the sources, due to the interplay between broadly distributed erosion of

formerly glaciated landscapes and localized regressive erosion of the fluvial network that tries to reach equilibrium profiles. Alternatively, the “anomalous” lithologic composition of the gravel bars downstream Chame could reflect the stochastic behavior of sediment supply. The second misfit concerns the downstream increase of the quartzite/gneiss ratio, underestimated by our model. Several explanations can be proposed: an underestimate of the erosion rate in the LH, of the quartzite proportion in LH units, or possibly of the abrasion coefficient for gneiss. The third misfit concerns the schist, underestimated by our model: this appears due both to the fact that we replaced dispersed values of abrasion coefficients (Table 1) by a single average value (a simplifying assumption that can introduce a systematic bias since relation (5) is non linear in  $k_j$ ), and also to a systematic misattribution in the field of micaceous sandstone to schist. Similarly, the attribution of fine sandstone with calcareous cement to limestone could explain the complete absence of sandstone in our data along the upper Marsyandi.

Finally, the histograms of Figure 13a show that the observed distribution peaks are systematically displaced toward coarser fraction for quartzite and gneissic pebbles in comparison to the model: these two lithologies that are proportionally dominant appear as the main source of the discrepancies between observed and modeled downstream evolution in median size. However, both lithologies show surprisingly good agreement between modeled and observed  $D_{50^*}$  (Figure 13b), where  $D_{50^*}$  corresponds to the  $D_{50}$  value determined for the fraction coarser than 5 cm. This result suggests firstly that the shift in peak distribution in the data histograms compensates the absence of the largest pebble size (see discussion in section 4.2 on procedures bias for the coarsest fraction), and second that most of the misfit observed in Figure 12 is related to a depletion in the gravel fraction (1-80 mm) in bar material compared to the model, or, stated differently, to a concentration in coarse fraction larger than 80mm.

## 6. Discussion

### 6.1. Why is gravel-bars material coarser than hillslope material supplied to the fluvial network?

A major remaining unanswered question is why the gravel-bar material is generally coarser than the sources material? In the absence of comparable studies that would have stressed a similar problem, we can envisage several hypotheses. The apparent discrepancy might arise first from our data set, second from our model of pebble abrasion, and third from the misleading hypothesis that gravel-bar material is representative of the bedload material.

The main weakness of our sampling procedure relates to the insufficient volume we analyzed in each station. As already discussed in section 4.2., the size distribution obtained by volumetric sampling is prone to large uncertainties and leads to a systematic cut-off for the coarsest fraction. The observed distributions are characterized by a systematic absence of boulders larger than 0.4 m (Figure 6), in contrast with what is predicted by the integrative model. However, a few joint volumetric and surface analyses in sections indicate that  $D_{50}$  values are not too sensitive to this cut-off. On gravel bars, the counting procedure cannot in any case be the source of the coarsening effect relative to hillslope material, because the bias would play in the opposite sense. In contrast, for landslide deposits, this bias could lead to an underestimation of the median size of the distributions. However, even distributions from photos counting do not display median sizes larger than 80 mm. Despite a low number of measurement sites in landslide deposits, it would be surprising that all the measurements could be finer than average material from landslide deposits. By preferentially choosing the core of the landslide deposits, we could have missed the coarsest fractions that are concentrated both at the surface and downhill part of the deposit. Clarifying this point would require additional detailed studies of the size distribution of the bulk of a landslide. Finally, it should be noted that the downstream evolution in size distribution and  $D_{50}^*$  (Figure 13) does not indicate any major differences between gneiss and quartzite pebbles, even in the LH where hillslope supply of gneissic pebbles has stopped. This observation argues against the fact that the coarsening observed in gravel bars across the LH could result from a major change in source characteristics in the LH. Two additional observations corroborate this conclusion: first, the size distributions for landslides initiated in HHC gneissic (F.I) units and LH quartzitic units do not appear to differ significantly; second, the gravel-bar material along the tributaries that drain the LH units do not show coarser material than along the Marsyandi.

In our model, we assumed that abrasion coefficients were independent of particle size. For unimodal size distribution, Kuenen's [1956] experimental results indicate that the abrasion coefficient increases with particle size. However, for mixed pebble size distributions, preliminary results obtained in our abrasion experimental device [Attal and Lavé, 2003] suggest that the abrasion coefficient is in fact inversely proportional to particle size, probably because shocks with larger impacting pebbles strongly enhance relative weight loss of small impacted pebbles, either by abrasion, crushing or splitting. In this case, abrasion during transport could lead to a rapid depletion in gravel and small pebble fractions, and therefore to a coarsening of the particles traveling as bedload. This hypothesis, however, needs a more quantitative support from future experimental work.

Up to here, we have assumed that sub-surface gravel-bar material is representative of the bedload material. This hypothesis, supported by flume experiments [e.g. Parker and Klingeman, 1982], is closely tied to the notion of equal-mobility transport in gravel rivers. Wilcock and Southard [1989] have shown that these results are strongly dependent on the experimental device and that sediment-recirculating flumes lead to distinct distribution of sub-surface material and bedload. However, they also suggested that natural systems might behave like a sediment-fed flume with the equal mobility scenario. We are not aware of many field studies on mountain rivers that try to compare size distributions of bedload during peak flow and of gravel-bar material at low stage. Habersack and Laronne [2001] made such a comparison for a Swiss mountain river and found that sub-surface material was much coarser than bedload at intermediate to high flow stages; unfortunately, they did not conduct sampling during the peak discharge. Experimental results, even in recirculating flumes [Wilcock and McArdell, 1997; Wilcock, 1997], indicate that « full mobility » of all pebble sizes is met when the average shear stress reaches three times the critical shear stress to set the median pebble size in motion. However, this criterion is not completely fulfilled by the coarsest fraction, and even with « full mobility » the coarse fraction does not reach an « equal mobility », i.e. the bedload transport rate decreases for large pebble size [Wilcock and McArdell, 1997]. This last point implies that large pebbles do not travel at the same velocity as smaller ones. As a consequence, the residence time of the coarse pebbles from hillslopes to the high orders channels has to be longer: at low stage, when all pebbles are at rest on the gravel-bars, the coarse fractions are therefore over-represented compared to the instantaneous bedload flux during peak flow or bedload motion conditions (Figure 14). Along the Marsyandi channel and gravel bars, fluted blocks several meters in size attest that the largest blocks are almost immobile (Figure 4a). The above suggestion of differential travel velocities is therefore equivalent to considering that there is a continuous decrease in velocity from a maximum for small and median sizes to almost 0 for the coarsest size. More generally, we do not know exactly how gravel-bars or channel bottom exchanges sub-surface material with bedload via its surface layer [Parker, 1991], and how a gravel bar is built from the bedload material. From experimental results, we can suspect that these exchanges between gravel-bar material and bedload depend on hydrodynamic conditions, in particular on fluvial shear stress, as for the relation between sub-surface material and bedload during transporting conditions [Parker, 1990; Wilcock and McArdell, 1997]. At high shear stress conditions, “full mobility” conditions would favor the equivalence in pebble size distributions between bedload and sub-surface gravel-bar material, whereas at intermediate shear stress conditions, the sub-surface

material would be coarser than the bedload. Along the Marsyandi river, the shear stress profile [Lavé and Avouac, 2001] would be consistent with such a view: the shear stress values prevailing across the LH are much lower than across the HHC and would lead to coarser median pebble size (Figure 15). In conclusion, as long as “equal mobility” conditions have not been fully evidenced during peak flows in mountain rivers, we can cast doubt about the fact that sub-surface gravel-bar material can be used as a representative proxy of bedload material. In Marsyandi valley, the discrepancy observed between sources and gravel-bar material could arise from such a biased hypothesis.

## **6.2. Pebble abrasion and sediment transport across active orogens**

In previous studies of pebble size evolution along rivers, experimentally derived abrasion coefficients were not able to explain downstream fining. Several explanations have been proposed for this observation: in settings where deposition is occurring, selective transport is a more efficient downstream fining process than abrasion [Parker, 1991]; when long term temporary gravel storage in gravel bars and terraces occurs, the role of weathering could have a major impact by increasing abrasion coefficients. An underestimation of abrasion coefficients in experimental mills has also been advocated, because of miscalculation of traveling distances [Mikos and Jaeggi, 1995] or because experimental devices do not reproduce saltating pebble trajectories [Kodama, 1994b]. In the case of active orogens, like the central Himalayas, the two first explanations can be discarded. Even if they are a factor 1 to 3 above previous estimates [e.g. Kuenen, 1956], an increase in abrasion coefficient by one or two orders of magnitude [Kodama, 1994b] is not observed in our experimental measurements, which more or less reproduce the hydrodynamic conditions along the lower Marsyandi during a decadal flood. Our study shows in fact that downstream fining cannot be directly interpreted in terms of size decrease by abrasion for several reasons. First, grain size distributions result both from downstream abrasion processes and the supply of new “fresh material” from the hillslopes: the mean pebble size fining rate is therefore not expected to reflect pebble abrasion rate in a straightforward manner, except in few cases when abrasion coefficients are low (when the asymptotic behavior described in section 2 is not yet reached), or when the sediment source is restricted to the upper part of the watershed. Second, in many morphotectonic settings, as in the Marsyandi valley, the size distribution of hillslope source material, and/or erosion rates are spatially non-uniform. In addition, the different lithologies exposed in the watershed can have very distinct abrasion coefficients. These complexities make the downstream evolution in grain size ever more difficult to interpret. Finally, it is

suspected that the pebble size distribution on gravel-bars does not exactly reflect the bedload distribution and could depend on hydrodynamic conditions, and thus lead to erroneous interpretation. We therefore strongly suspect that the size distribution and median pebble size on gravel-bars do not constitute pertinent variables when studying pebble abrasion in active orogens.

Instead, as shown by our study along the Marsyandi river, we propose that the lithologic content of gravel-bar material represents a much more sensitive tool to unravel pebble abrasion coefficients. Lithologic content is only weakly sensitive to sampling procedure (Figures 7a and 7b) and to hydrodynamic conditions. It also seems only weakly sensitive to the size distribution of hillslope source material. However, it requires having a rough map of the erosion rates, as well as of the exposed lithologies. Ultimately, these parameters have to be included into an integrative model, and inverse models have to be run to adjust the different abrasion coefficients. According to the Marsyandi case-study, the inversion results are sensitive to: 1. the estimate of lithologic content in the different geologic units, and the manner vertical proportions from cross-sections are transformed into surface proportions; 2. the lithologic sorting criteria which has to coincide with the ones described in regional geologic maps and cross-sections; 3. the estimate of the local hillslope supply rates at a relevant temporal scale, i.e. of the order of the average time required by a pebble to travel from its hillslope source to the outlet of the range.

Following the above procedure in the Marsyandi valley, but using experimental abrasion coefficients, it can be shown that our observations are fully consistent with a simple model in which abrasion is the only factor of downstream fining as expected in a uniformly eroding landscape. Even the model ratio of bedload to total sediment flux, between 12 and 18% for the major rivers at the outlet of the Himalayan range (Figure 16), is in reasonable accord with values usually assumed by engineers when planning dam construction in active mountains setting. These ratios obviously represent a maximum since other hillslope sources delivering mostly fine-grained material (e.g. soil erosion, shallow landslides) have not been included in model sediment budgets, and also because a higher proportion of fine material produced by landslides occurring in schist units is not incorporated (Figure 6a).

Finally, according to our results, the best strategy for studying abrasion along the fluvial network in an active orogen is to look at the lithologic composition of the surface material, because it is roughly similar to the sub-surface material but easier to study.

Our work also shows that moraines and landslides deliver different sediment size distributions to the river network, as suggested both by direct measurements on sediment

sources and by the smaller pebble sizes along the upper Marsyandi reaches. Even landslide deposit characteristics can vary greatly between schist and quartzite source lithologies (Figure 6a). The sediment supplies from the hillslope can thus be subject to important spatial variations, due to distinct erosion processes, or distinct lithologies. These variations have a direct incidence on the bedload ratio and on the size of the particles transported by the river network, and therefore on the balance between sediment load and river carrying capacity. In recent years, several investigators have argued that sediment flux, and in particular the balance between bedload and carrying capacity, strongly influences the rate and mode of fluvial incision in bedrock [Sklar and Dietrich, 1998, 2001; Howard, 1998; Hancock et al., 1998; Whipple and Tucker, 2002]. However, the downstream loss of mass for the bedload fraction is not taken into account by most of these models. At the scale of the Marsyandi or Narayani basins, the model results indicate a bedload ratio decrease by a factor  $<5$  between the source and the mountain front (Figure 16). This bedload ratio can be crudely approximated by a power law with an exponent  $-0.2$ . This downstream decrease in bedload is significant enough to be introduced in transport limited or mixed tools fluvial incision models, and in landscape evolution model. However, exponent values close to  $-0.5$  as implicitly assumed by Whipple and Tucker [2002], in order to explore the behavior of detachment limited incision models, appear to be too high in view of our results along the Marsyandi valley. Moreover, the non-monotonous behavior of the bedload ratio curve, due to change in lithology, sources and local hillslope supply rates can eventually produce, in a given setting, several channel segments where the river will be alternately more detachment- or transport-limited.

The variations in proportion of fine sediment and median size of the sediment supply, between moraines and landslides material, may also have a profound impact on river behavior in response to glacial / interglacial climatic changes. The proportions of both types of material are expected to vary strongly with climate and the advance or retreat of glaciers. These changes in load size characteristics, in addition to variations in discharge or sediment flux, could in particular have a non trivial impact on alluvial or avalanche fans building or terrace formation downstream of formerly glaciated valleys [Hancock et Anderson, 2002; Pratt-Sitaula et al., in press]. On the other hand, a recent study in the San Gabriel Mountains [Lavé and Burbank, in press] suggests a progressive replacement in active mountains of shallow erosion processes (dry and wet raveling, soil slip, shallow landslides ...) by more deep seated landlides when erosion and uplift rates increase. In such a scenario, the ratio of coarse to fine material and the median size of the coarse material delivered by hillslopes to the fluvial

network are expected to increase dramatically around this transition, and to affect fluvial downcutting modalities. Similarly, when a landscape is rejuvenated with regressive erosion propagating upstream and triggering more landslides, the increased supply of coarser sediment from the hillslopes can represent a negative feedback to river incision and landscape erosion. If such processes and catena could be confirmed and quantified in more detail, they would represent additional coupling between hillslopes and the fluvial network, which have possibly been underestimated until now.

### **6.3. Pebble abrasion coefficients, bedrock erodability and mountain denudation**

The differences in abrasion coefficients obtained experimentally, and roughly corroborated by the comparison between integrative model results and data along the Marsyandi, are consistent with the differences of erodability coefficients derived from river profiles and terrace incision rates along Himalayan rivers [Lavé and Avouac, 2001]. For the main structural units, the ratio between the average abrasion coefficients is of the same order as the ratio between average erodability coefficients. The abrasion rates and bedrock erosion efficiency are both 10 to 20 times lower for gneiss than for the Siwalik sandstones, and roughly of the same order for HHC and LH units, if we assume that the average bedrock erodability is partially constrained by the most resistant lithologies outcropping in the channel [Foley, 1980], i.e. quartzites and sandstone for the LH. This would suggest that fluvial incision rates and river geometry are quite sensitive to the incised lithologies, as also suggested by Sklar and Dietrich [2001], and that abrasion by bedload would be the dominant process of river incision. Indeed, except if there is a causal relationship between lithologic abrasion coefficient and the degree of fracturation, a mechanism like plucking would not be sensitive to the incised lithologies in the same manner as observed from pebble abrasion. Lithologies have thus a dual role: first, because they control source characteristics, bedload fraction and pebble size distributions, the lithologies of the contributing area have an incidence on the “coverage effect” due to bed alluviation, i.e. the time bedrock is exposed to abrasion and to plucking; second, the local lithology will impact the detachment rate when bedrock is exposed.

According to our abrasion data (Table 1), abrasion coefficients in natural lithologies can vary by more than two orders of magnitudes. This can have fundamental consequences on tectonic-erosional coupling, on the equilibrium elevation of mountain ranges, and on the rate of topographic decrease for mountains and relief after tectonic cessation. For example, it

could explain, in addition to other factors like precipitation rates and glacier erosion, why many mountains in the world have similar elevations like the Southern Alps, Taiwan Range, the Kyrgyz Ranges, the Alborz, the Alps, ... despite very different tectonic activity and uplift rates. Granitic cores in ranges would help to maintain high elevation, even with subdued uplift. In contrast, schist massifs or thin-skinned tectonic folds composed dominantly of weak sandstone can respond to high uplift rates without developing high topography and a steep fluvial network. These latter lithologies are therefore more able to cope with high uplift rates and to maintain a dynamic equilibrium with high erosion rates.

## 7. Conclusions

To our knowledge, this contribution represents the first attempt to study jointly hillslope sediment supply and gravel-bar material at the scale of a 4000 km<sup>2</sup> basin, and to couple them in an integrative model. Despite many interrogations left because of large uncertainties in measurements, this kind of approach brings new insights on sediment evolution along the fluvial network in active orogens. We highlight below the salient aspects of our study in the Marsyandi valley and some direction for further investigations.

1. Many former studies on downstream evolution of pebble size and lithologic composition had focused on unraveling the respective roles of selective sorting and abrasion, in particular looking at apparent fining rates. However, this study, like Heller et al. [2001], shows that, except in particular settings, the pebble size evolution is not a very relevant variable. In active orogens, particle size can be more sensitive to the size distribution of the local hillslope sediment supply and to time variations than to abrasion processes. Moreover, we strongly suspect that the sub-surface grain size distribution on gravel bars is significantly coarser than the average bedload size distribution, in contradiction with the assumption derived from the “equal mobility” concept in high-energy rivers. In the Marsyandi valleys, these processes and phenomena have led to a paradoxical downstream coarsening of the gravel-bar material. In addition, this material is found to be coarser than the sediments delivered to the fluvial network from the hillslopes. Gravel-bar material in active tectonic settings would therefore represent a poor estimator for average downstream evolution of the transported bedload. In contrast, pebble abrasion can be more easily evidenced by downstream evolution of the lithologic composition of gravel bars, because that measure

displays larger variations and is less sensitive to methodological bias and hillslopes sediment supply.

2. As expected from theoretical considerations for active orogens, and in contrast with former studies, abrasion processes alone can account for downstream lithologic and size evolution of pebbles along an incising river system. In addition, the abrasion coefficients required by our simple integrative model of downstream sediment evolution are consistent with experimentally derived abrasion coefficients.

3. The differences in abrasion coefficients are comparable with differences in erodability coefficients as derived from bedrock incision [Lavé and Avouac, 2001], suggesting that abrasion could be the dominant process in bedrock river incision. Depending on lithology, the abrasion coefficient can vary by more than 2 orders of magnitude: the eroded lithology could therefore have a major influence on the denudation and tectonic history of active orogens, as well as on post-orogenic decay.

4. Finally, our study shows that hillslope sediment supply (landslides, moraines,...) may have a major signature in the downstream evolution of pebble size and suspended/bed load ratio. Recent theoretical and experimental investigations have stressed the importance of sediment supply and size in controlling bedrock incision rates. These variations in size distribution from hillslope sediment supply could have important implications on river profiles, and on the response of the fluvial network to glacial / interglacial fluctuations. They could also introduce some additional internal coupling between hillslopes and the fluvial network.

**Acknowledgements.** We are most grateful to Tank Ojha and « Himalayan Experience » for the help and technical support in the organization of the field surveys. The manuscript benefited from thorough comments and syntax corrections by Pieter van der Beek. We are indebted to Douglas Burbank for having financially supported our field work through Continental Dynamic Program NSF (ERA-99-09647). Experimental and modeling works, conducted at the Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA), were supported by the INSU programs « coup de pouce » and PNRH.

## Appendix A: b-axis and correction factors of pebble dimension

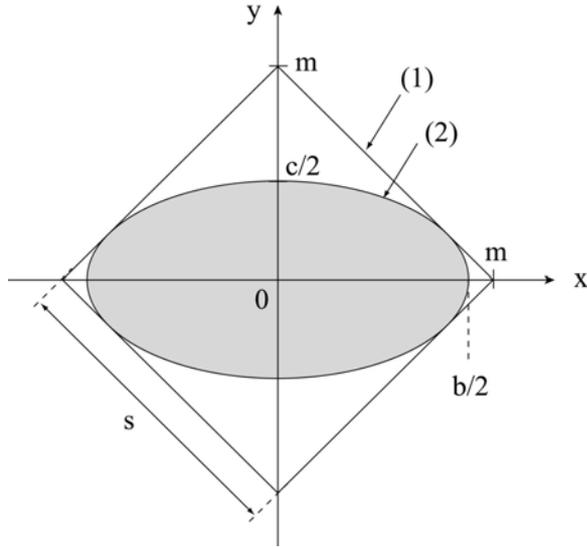
### Appendix A.1.:

In order to display and compare size distributions from our different sampling or counting procedures, we define a common variable for pebble dimension. We choose to consider the b-axis of the particles, i.e. their intermediate axis. For each sampling procedure, we therefore derived a specific correction factor to convert the measured pebble size in the corresponding b-axis value. On tape measure line, the b-axis has been directly measured on particles with a caliper. For the photo determination, we consider that most pebbles are imbricated and that the (a-b)-axes section is roughly horizontal. In this case, the b-axis corresponds to the smallest visible axis on photos. However, pebbles are often partly buried and some (a-b)-axes section strongly deviate from the horizontal. For these reasons, the b-axis tends to be underestimated on photos.

For sub-surface samples, we have used square mesh sieves. If the (b-c)-axes section would be a circular one, sieving would give direct results. Unfortunately, it is rarely the case and sieving tends to underestimate the b-axis value of pebble sizes, due to the fact that particles with the b-axis longer than the mesh size can pass through the sieve. To correct the result from this effect, we have used measurements of b- and c-axis realized on tape measure lines. About 1000 pebbles have been measured, 15 to 60 pebbles per site. Maximum value of b/c is 6.2, mean value per site ranges between 1.5 and 2.5. For the whole pebble set, the average value of b/c is 1.9. This latter value corresponds to an under-estimation of the b-axis by sieve dimension of 25% (see calculation on Appendix A.2.). No trend appears along the river course, showing that global pebble shape does not change significantly. For sub-surface particles coarser than 4 cm, each particle has been weighed. The b-axis has been determined by considering an ellipsoid with a density of  $2700 \text{ kg/m}^3$ . The error is directly linked to the shape of the particle: b-axis is overestimated for an elongated pebble, whereas b-axis is underestimated for a platy pebble. From the measures made on the same 1000 pebbles, the ratio  $r_b = b/(abc)^{1/3}$  has been calculated, with  $(abc)$  corresponding to the volume of the equivalent ellipsoid.  $r_b$  varies between 0.7 (elongated) and 1.8 (platy), the average values for the different stations range between 1.0 and 1.2. For the whole pebble set, the average value of  $r_b$  is 1.1. Weighing pebbles lead thus to an average under-estimation of the b-axis of 10%. Like for the ratio  $b/c$ , the data do not show any significant downstream variations in pebble shape.

All the  $D_{50}$  values presented in the text body and figures correspond to an equivalent b-axis value, which has been calculated from our field measurements according to the above corrections.

Appendix A.2:



To calculate the maximum b-axis value of an elliptic pebble that passes through a square, we consider the parametric equation for a mesh of size  $s$  :

$$y = -x + m \quad , \quad (8)$$

$$\text{where } m = \frac{s}{\sqrt{2}} .$$

The equation describing the pebble is:

$$\frac{x^2}{b^2} + \frac{y^2}{c^2} = \frac{1}{4} \quad , \quad (9)$$

and its ellipse eccentricity  $k = \frac{b}{c}$

The parametric equation of the contact points between an elliptic pebble and the mesh is thus given by equations (8) and (9), and lead to a second order polynomial equation:

$$(4+4k^2) x^2 - (8k^2m) x + (4k^2m^2-b^2) = 0 \quad , \quad (10)$$

which solution is  $b = \frac{2km}{\sqrt{1+k^2}} = \frac{k\sqrt{2}}{\sqrt{1+k^2}} s$  .

## References

- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L., and Han, T.L., Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91, 13803-13872, 1986.
- Attal, M., and Lavé, J., Pebble and bedrock abrasion during fluvial transport in active orogenic context: experimental study and application to natural hydrographic networks, EGS – AGU – EUG Joint Assembly, Nice, France, 2003.
- Avouac, J.P., and Burov, E., Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, 101, 17747-17769, 1996.
- Baldwin, J.A., Whipple, K.X., and Tucker, G.E., Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography, *J. Geophys. Res.*, 108, 108(B3), 2158, doi:10.1029/2001JB000550, 2003.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., Erosional control of active compressional orogens, in McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, 1-18, 1992.
- Benda, L., and T. Dunne, Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks, *Wat. Res. Res.*, 33, 2864-2880, 1997
- Benett, M.R., and Glasser, N.F., *Glacial geology: ice sheets and landforms*, Ed. Wiley, 1996.
- Bradley, W.C., Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River (Texas): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 61-80, 1970.
- Brewer, P.A., and Lewin, J., In-transport modification of alluvial sediment: field evidence and laboratory experiments, *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 17, 23-35, 1993.
- Brierley, G.J., and Hickin, E.J., The downstream gradation of particle sizes in the Squamish River, British Colombia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 597-606, 1985.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., and Duncan, C., Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505-510, 1996.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Gabet, E.J., Oskin, M.E., Barros, A.P., and Ojha, T.P., Decoupling of erosion and climate in the Himalaya, Submitted to *Nature*.
- Burchfiel, B.C, Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D., and Jiene, X., The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 269, 41 p., 1992.

- Campy, M., and Macaire, J.J., Géologie des formations superficielles : géodynamique - faciès - utilisation, Ed. Masson, 1989.
- Church, M., McLean, D.G., and Wolcott, J.F., River bed gravels: sampling and analysis, in Thorne, C.R., Bathurst, J.C., and Hey, R.D., eds, *Sediment transport in gravel bed rivers*, John Wiley and Sons, New York, N.Y., 43-79, 1987.
- Colchen, M., Le Fort, P., and Pêcher, A., Annapurna-Manaslu- Ganesh Himal 1/200 000<sup>e</sup> geological map, Editions du CNRS, Paris, 136 p., 1986.
- Displas, P., and Sutherland, A.J., Sampling techniques for gravel sized sediments, *J. Hydr. Eng.*, ASCE, 114 (5), 484-501, 1988.
- Duncan, C.C., Klein, A.J., Masek, J.G., and Isacks, B.L., Comparison of late Pleistocene and modern glacier extents in central Nepal based on digital elevation data and satellite imagery, *Quaternary Res.*, 43, 241-254, 1998.
- Foley, M.G., Bed-rock incision by streams, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part II, 91, 2189-2213, 1980.
- Fort, M., Etude géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale, Mem. de Thèse de l'université de Paris VII, 700 p., 1993.
- Goede, A., Downstream changes in the pebble morphometry of the Tambo River, Eastern Victoria, *J. Sedim. Petrol.*, 45, 704-718, 1975.
- Habersack, H.M., and Laronne, J.B., Bed load texture in an alpine gravel bed river, *Water Resour. Res.*, 37 (12), 3359-3370, 2001.
- Hancock, G.S., Anderson, R., and Whipple, K.X., Beyond power: bedrock river incision process and form, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 35-60, 1998.
- Hancock, G.S., and R. Anderson, Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 114, 1131-1142, 2002.
- Heller, P.L., Beland, P.E., Humphrey, N.F., Konrad, S.K., Lynds, R.M., McMillan, M.E., Valentine, K.E., Widman, Y.A., and Furbish, D.J., Paradox of downstream fining and weathering-rind formation in the lower Hoh River, Olympic Peninsula, Washington, *Geol. Soc. Am.*, 29, 971-974, 2001.
- H.M.G. of Nepal Undertaking, Nepal Electricity authority, engineering directorate investment department, Middle Marsyandi hydroelectric Project, aug., 1994.
- Hovius, N., Starck, C.P., and Allen, P.A., Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231-234, 1997.
- Howard, A.D., and Kerby, G., Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752, 1983.

- Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M.A., Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99, 13971-13986, 1994.
- Howard, A.D., Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 237-260, 1998.
- Jones, L.S., and Humphrey, N.F., Weathering-controlled abrasion in a coarse-grained, meandering reach of the Rio Grande: implications for the rock record, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 1080-1088, 1997.
- Kellerhals, R., and Bray, D.I., Sampling procedure for coarse fluvial sediments, *J. Hydr. Div.*, ASCE, 97 (8), 1165-1180, 1971.
- Knighton, A.D., Longitudinal changes in the size and shape of stream bed material: evidence of variable transport conditions, *Catena* 9, 25-34, 1982.
- Kodama, Y., Downstream changes in the lithology and grain size of fluvial gravels, the Watarase River, Japan: evidence of the role of abrasion in downstream fining, *J. Sedim. Res.*, A64, 68-75, 1994a.
- Kodama, Y., Experimental study of abrasion and its role in producing downstream fining in gravel-bed rivers, *J. Sedim. Res.*, A64, 76-85, 1994b.
- Koons, P.O., The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the southern Alps, New Zealand, *Am. J. Sciences*, 289, 1041-1069, 1989.
- Krumbein, W.C., The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rocks fragments, *J. of Geol.*, XLIX, 482-520, 1941.
- Kuenen, Ph.H., Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current, *J. of Geol.*, 64, 336-368, 1956.
- Kukul, Z., The rate of geological processes, *Earth-Science Reviews*, 28, 284 p., 1990.
- Lavé, J., and Avouac, J.P., Active folding of Fluvial Terraces across the Siwaliks Hills (Himalayas of Central Nepal), *J. Geophys. Res.*, 105, 5735-5770, 2000.
- Lavé, J., and Avouac, J.P., Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalaya of Central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 106, 26561-25593, 2001.
- Lavé, J., and D. Burbank, Denudation rates and patterns in the Transverse Ranges, Southern California, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Le Fort, P., Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds, *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 159-172, 1986.

- Mezaki, S., and Yabiku, M., Channel morphology of the Kali Gandaki and the Narayani rivers in central Nepal, *J. Nepal Geol. Soc.*, 4, 161-176, 1984.
- Mikos, M., and Jaeggi, M.N.R., Experiments on motion of sediment mixtures in a tumbling mill to study fluvial abrasion, *J. Hydraul. Res.*, 33, 751-772, 1995.
- Molnar, P., and England, P., Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg ?, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Paola, C., Parker, G., Seal, R., Sinha, S.K., Southard, J.B., and Wilcock, P.R., Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume, *Science*, 258, 1757-1760, 1992.
- Parker, G., and Klingeman, P.C., On why gravel bed streams are paved, *Water Resour. Res.*, 18 (5), 1409-1429, 1982.
- Parker, G., Surface based bedload transport relation for gravel rivers, *J. Hydr. Res.*, 20(4), 417-436, 1991.
- Parker, G., Selective sorting and abrasion of river gravel, I theory, *J. Hydr. Engrg., ASCE*, 117(2), 131-149, 1991.
- Pearce, T.H., Short distance fluvial rounding of volcanic detritus, *J. Sedim. Petrol.*, 41, 1069-1072.
- Pratt, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., and Ojha, T., Impulsive alluviation during Early Holocene strengthened monsoons, Central Nepal, Himalaya, *Geology*, 30 (10), 911-914, 2002.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., and Ojha, T., Landscape disequilibrium on 1,000 to 10,000 year scales, Marsyandi River, Nepal, central Himalaya, in press, *Geomorphology*
- Schelling, D., The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya, *Tectonics*, 11, 925-943, 1992.
- Schoklitsch, A., Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flussläufen, *Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Sitzungsber*, 142, 343-366, 1933.
- Searle, M.P., Extensional and compressional faults in the Everest-Lhotse massif, Khumbu Himalaya, *J. Geol. Soc. London*, 156, 227-240, 1999.
- Shaw, J., and Kellerhals, R., The composition of recent alluvial gravels in Alberta river beds, *Alberta Research Council Bulletin*, 41, 151 p., 1982.
- Sklar, L., and Dietrich, W.E., River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 237-260, 1998.

- Sklar, L.S., and Dietrich, W.E., Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 29, 1087-1090, 2001.
- Sternberg, H., Untersuchungen über Längen- und Querprofile geschiebführender Flüsse, *Zeitschrift für Bauwesen*, 25, 483-506, 1875.
- Surian, N., Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes, *Geomorphology*, 43, 137-149, 2002.
- Whipple, K.X., E. Kirby, and S. Brocklehurst, Geomorphic limits to climatically induced increases in topography relief, *Nature*, 401, 39-43, 1999.
- Whipple, K.X., and Tucker, G.E, Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 107(B2), 10.1029/2000JB000044, 2002.
- Wilcock, P.R., and Southard, J.B., Bed load transport of mixed size sediment: fractional transport rates, bed forms, and the development of a coarse bed surface layer, *Water Resour. Res.*, 25 (7), 1629-1641, 1989.
- Wilcock, P.R., and McArdeell, B.W., Partial transport of a sand/gravel sediment, *Water Resour. Res.*, 33 (1), 235-245, 1997.
- Wilcock, P.R., The components of fractional transport rate, *Water Resour. Res.*, 33 (1), 247-258, 1997.
- Willett, S.D., Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts, *J. Geophys. Res.*, 106, 28957-28981, 1999.
- Willgoose, G., R.L. Bras, and J. Rodriguez-Iturbe, A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 1, Theory, *Water Resour. Res.*, 27, 1671-1684, 1991.
- Yamanaka, H., and Iwata, S., River terraces along the Middle Kali Gandaki and Marsyandi khola central Nepal, *J. Nepal. Geol. Soc.*, 2, 95-111, 1982.

## Tables

Table 1: Experimental abrasion rates for different Himlayan lithologies. Measurements were conducted in a circular flume [Attal and Lavé, 2003] with 4-8 cm pebbles (b-axis) sampled along the Marsyandi river. Some lithologies like limestone, gneiss, granite or marble display roughly homogeneous values, in contrast to schist and sandstone, which present heterogeneous behavior to abrasion depending on their degree of strengthening by diagenesis and/or metamorphism, the content in micas and phyllitic minerals and the degree of schistosity.

Structural unit	Lithology	Abrasion rate (%.km <sup>-1</sup> )			
		Mean value	1 $\sigma$	min	max
TSS lower units (Paleozoic)	Quartzitic sandstone	<b>0.4</b>	0.3	0.16	0.9
TSS lower units (Ordovician)	Limestones	<b>2.6</b>	0.8	1.7	3.4
TSS lower units (Paleozoic)	Annapurna limestone	<b>0.5</b>	0.2	0.3	0.7
TSS lower units (Paleozoic)	Schist	<b>7</b>	8	0.4	20
Manaslu granite	Granites	<b>0.4</b>	0.2	0.28	0.6
HHC, FII	Calcic gneisses	<b>0.4</b>	0.2	0.12	0.7
HHC, FI	Aluminous gneisses	<b>1.4</b>	0.6	0.5	2.4
Upper series of LH, northern part of the anticlinorium	Schist, sericites and micaschist	<b>16</b>	10	4.3	31
Upper series of the LH, northern part of the anticlinorium	Marble	<b>1.7</b>	0.4	1.4	2.2
Lower LH, Kuncha formation	Sandstone	<b>1.7</b>	1.2	0.17	3.8
Lower LH, Kuncha formation	Schists/sandstones	<b>2.5</b>	0.6	1.8	2.9
LH	Quartzite	<b>0.15</b>	0.04	0.1	0.2
Upper series of the LH, southern part of the anticlinorium	Schist	<b>23</b>	16	5.4	45
Siwaliks MDT	Sandstone	<b>6</b>	5	1.4	13
Siwaliks MFT	Sandstone	<b>31</b>	22	16	47

Table 2: Proportion of the main lithologies in the different geologic units and average abrasion coefficient used in the models (see Figure 10a for correspondence).

	Granite	Gneiss	Schist, sericite and micaschist	quartzite	sandstone	Limestone and marbles
<b>Abrasion coefficient</b>	0.4	1.3	16	0.15	2.0	2.0
<b>Lithologic Proportion (%)</b>						
TSS upper units	-	-	16	13	15	56
TSS lower units	-	-	20	10	10	60
Intrusive granites	100	-	-	-	-	-
HHC gneisses	-	95	-	5	-	-
LH upper units	0	0	55	20	10	15
LH lower units	-	-	55	10	35	-

## Figures

Figure 1: Downstream evolution in fluvial sediment size produced by pebble abrasion following Sternberg's law in a uniformly eroded linear watershed (equations 3 and 4): (a) Fining ratio and (b) bedload proportion for different abrasion coefficients  $k$ .

Figure 2: Topographic map of the Narayani basin modified from Lavé and Avouac [2001]. Thick dashed line follows the catchment boundary of the Marsyandi river, for which the bedload evolution is characterized in this study. The downvalley extent (white arcuate segment) of areas shaped prominently by glacial erosion [Duncan et al., 1998] defines the beginning of dominant valley shaping by fluvial incision, and domains where bedrock landslides supply most of the coarse river sediments. The major faults are the South Tibetan Detachment (STD), the Main Central Thrust (MCT), the Main Boundary Thrust (MBT), the Main Dun Thrust (MDT) and the Main Frontal Thrust (MFT). From West to East >8000 m high summits are labeled: D=Dhaulagiri, A=Annapurna, M=Manaslu.

Figure 3: Geological map of the Marsyandi catchment, modified from Colchen et al. [1986]. The different geomorphic objects surveyed in this study are also reported on the map: gravel bars along Marsyandi river and its tributaries, moraines, landslides and terrace deposits for source characterization.

Figure 4: Photo of one gravel bars near BesiSahar (a) showing heterogeneity of the surface material with the presence of pluri-metric static boulders. Photos of a surveyed bedrock landslide in quartzites: in a cross-section (b) produced by recent road clearing, and at surface (c) 20-30m below this road, showing clearly the large range of particle sizes and the heterogeneity of such deposits, with depletion of fine material at surface resulting from wash out and from segregation processes during landslide movement.

Figure 5: Comparison of  $D_{50}$  values obtained from different measurement methods. For surface material on gravel bars (circles), tape meter values are systematically higher than photo measurements. A comparison of  $D_{50}$  values obtained from volumetric sampling and from photo counting on terrace or landslide deposit cross-sections (squares) displays a similar trend, but with more scatter. However, in the latter case, the number of measurement points is insufficient to confirm a clear tendency.

Figure 6: Cumulative size distributions for different sediment sources and gravel-bars from sub-surface measurements. (a) Bedrock landslides: the size of material provided by landslides is highly variable, with  $D_{50}$  ranging between 3 and 74 mm. The size distribution appears to depend on bedrock lithology: landslides initiated in quartzitic and gneissic units deliver coarser material than schist units. An average distribution curve for competent units (thick gray line) was computed without this finest distribution from schist units, but including photo counting to account for the coarse upper tail of the distribution. (b) Moraine deposits provide on average finer material, with  $D_{50}$  varying between 6 and 24 mm. Curves obtained from field measurements (mostly dump moraines) fall in the domain covered by supraglacial deposit spectra (gray shading) [Campy and Macaire, 1989; Benett and Glasser, 1996]. As for landslides, the coarse upper tail of the distribution obtained by photo counting has been included to derive an average distribution curve (thick gray line). (c) Terrace deposits are very heterogeneous, due to their mode of formation. They consist of succession of sedimentary bodies, superimposed during aggradation periods or events. As a consequence, size distribution curves can have very distinct shapes and  $D_{50}$  varies between 5 and 147 mm. (d) Gravel-bars do not show such dispersion. Marsyandi and tributary gravel bar curves draw a narrow beam with  $D_{50}$  values ranging between 20 and 100 mm. The left most curves correspond mostly to sites in the upper valley. All the curves end at values of  $D$  lower than 400 mm (except for photo analysis curves), showing the limitation of the sampling method to take into account coarse material.

Figure 7: evolution of the lithologic content of pebbles larger than 5 cm in gravel-bar material along the Marsyandi river, (a) for the sub-surface material and main tributaries, and (b) for the surface material. Important scattering of proportions from one point to the next is due to the insufficient size of the sampled volume. The global trend is, however, quite similar for surface and sub-surface data: the lithological composition of the gravel-bar material reflects both the influence of sediment supply coming from these structural units and the different resistances to abrasion related to each lithology. Resistant rocks (quartzites) are over-represented compared to soft rocks (schist and sandstone). For surface measurements, disparities between Mezaki and Yabiku's data and ours mostly concern sandstones and limestones and probably arise from distinct criteria for lithology identification (an almost perfect fit is obtained for the unambiguous gneissic pebbles).

Figure 8: Evolution of the median size of gravel-bar material along the Marsyandi river, (a) for the sub-surface material and (b) for the surface material. Vertical bars show the range of values obtained from different sampling points on each measurement site. Downstream coarsening appears clearly. Sub-surface  $D_{50}$  seems to remain roughly constant across the main structural units (trend drawn by thick gray dotted line); increases are abrupt and located roughly at the limit between these units. These trends are less visible for surface  $D_{50}$ , due to a larger scatter. Surface values are systematically 1 to 4 times higher than sub-surface ones, showing a coarsening of the surface layer of the bars. Tributaries: (1) unnamed small tributaries, (2) Naur, (3) Dudh, (4) Nyadi, (5) Khudi, (6) Paudi, (7) Chepe, (8) Chudi, (9) Trisuli.

Figure 9: comparison of median size and lithologic content of terrace deposits and their closest gravel bars. Terrace deposits provide an insight into the material transported by the river in the past. Some differences can be observed between present-day deposits and fossil ones but these differences are too small in regard to measurement uncertainties to be interpreted in term of variations in sediment supply.

Figure 10: maps of (a) lithology and (b) denudation rates used for the model. Lithologic map is extrapolated from Colchen et al. [1986]. Denudation map is derived from terrace record and fluvial Shields stress inversion along five transverse Himalayan rivers [Lavé and Avouac, 2001]. Stacked incision curves for these rivers are presented in the lower left angle of the diagram; curves are projected on a N18° profile, roughly perpendicular to the Himalayan structures. Equilibrium Line Altitude (ELA) during last glacial maximum has been considered in model (g) (section 5.3.) as the limit between an upper zone with sources dominated by moraine material and a lower zone with sources dominated by landslides.

Figure 11: downstream evolution along the Marsyandi river of the lithologic content of bedload pebbles larger than 5 cm predicted by different end-member models (a to g), as compared to observed sub-surface gravel-bar material (h). Model (a) displays the lithologic surface proportion in the contributing watershed (= uniform erosion and no abrasion); models (b) to (f) correspond to end-member models showing the influence of hillslope sediment supply rates and abrasion coefficients. They were computed for a uniform size distribution (landslide-type) of hillslope sediment supply. In contrast, model (g) includes

also hillslope sediment supply of moraine type material in the upper part of the drainage basin.

Figure 12: evolution along the Marsyandi river of the median size in the observed sub-surface gravel-bar material and in bedload as predicted by the different models.  $D_{50}$  has been determined by removing particles finer than 1 mm to be directly comparable with modeled bedload  $D_{50}$  values (particles finer than 1 mm are considered as suspended load in the model). Vertical bars show the range of values obtained from different sampling points on each measurement site. Modeled curves: DD = differential denudation, UD = uniform denudation, K(L) = abrasion coefficient depending on lithology (experimental values), LD = landslide distribution for source, MD = moraine distribution for source.  $D_{50}$  obtained from the model are systematically smaller than field values. The two sources model is the only one which achieves to partly reproduce the observed downstream coarsening, showing the importance of source characteristics in controlling river sediment ones.

Figure 13: (a) Downstream evolution of the size distribution, averaged by zone, for sub-surface gravel-bar material coarser than 5 cm. Lithologies have been isolated and the contribution of each fraction is expressed in percent of the total weight of the material. Dark gray columns correspond to field data and light gray ones to the model (g), with differential erosion rates, K depending on lithology, and 2 source distributions. Under-representation of coarsest fractions by field measurement methods appears clearly. (b) Downstream profiles of  $D_{50}^*$  for crystalline and quartzite pebbles larger than 5 cm in sub-surface gravel-bar material along the Marsyandi river. Dark gray lines correspond to the mean values by zone for the field data and light gray lines to modeled data. Zone 1: Tethyan Series; Zone 2: Upper HH (between STD and Dudh Khola); Zone 3: Lower HH Crystalline (between Dudh Khola and MCT); Zone 4: Upper LH (between MCT and Dordi Khola); Zone 5: Middle LH (between Dordi and Chudi Khola); Zone 6: Lower LH (between Chudi Khola and the confluence with the Trisuli river); Zone 7: Trisuli river across the Mahabarat (between the confluence with the Marsyandi and Narayangadh).

Figure 14: differential motion diagram: for a given pebble size  $D$ , bedload flux  $\Psi(D)$  across a river segment is equal to the number  $N(D)$  of particles of size  $D$  multiplied by their average traveling velocity  $v(D)$ . If particles move at the same velocity independent of their size, bedload size distribution  $N_{BL}(D)$  is equal to the size distribution  $N_{GB}(D)$  of the sediment

stored on gravel bars and channel bottom at low-flow stage. If large particles move slower than small ones, sediments stored on gravel bars at low-flow are coarser than bedload. For a seek of simplicity, no significant abrasion has been considered in this diagram, and, consequently, bedload size distribution  $N_{BL}(D)$  is equal to the size distribution  $N_S(D)$  of the hillslope sources of material.

Figure 15: (a) shear stress profile computed for the 10 yr return peak flow conditions adapted from Lavé and Avouac [2001]. Shear stress values display a maximum across the High Himalaya: there “full mobility” conditions would favor the equivalence of size distribution between bedload and sub-surface gravel-bar material. In the LH, low shear stress values may explain observed coarsening of gravel-bar material, in particular the median size of sub-surface material (b).

Figure 16: Bedload proportion relative to the total sediment flux predicted by our integrative model (g) with differential denudation rates, abrasion coefficients from experimental studies and two distinct hillslope sources size distributions. The average proportion of material coarser than 1 mm in landslide and moraine material are also represented.

Fig. 1

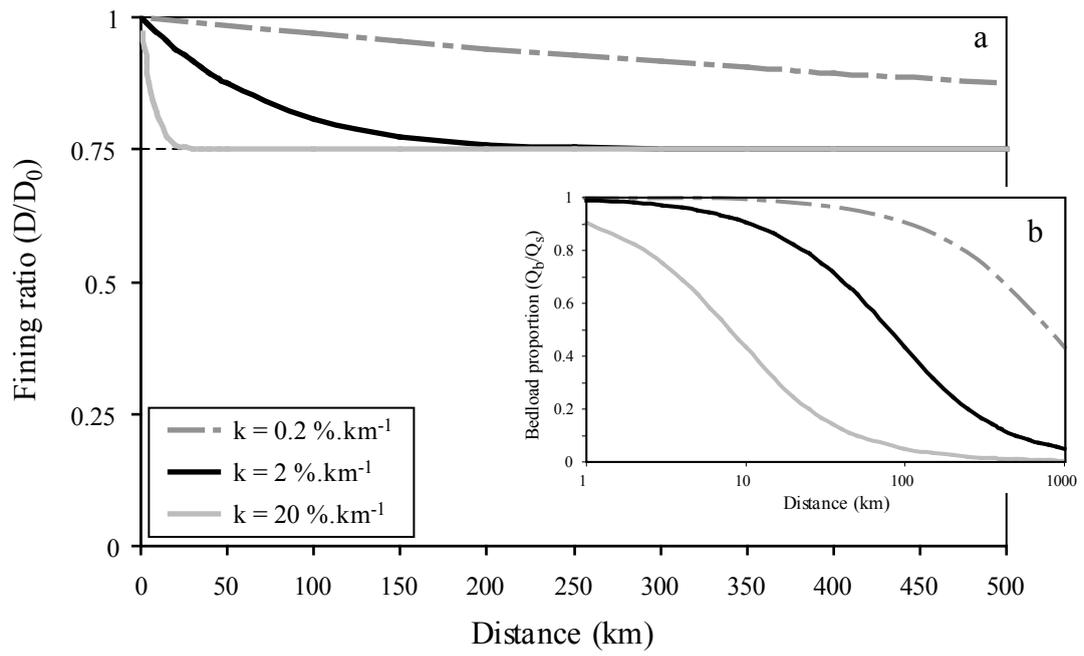


Fig. 2

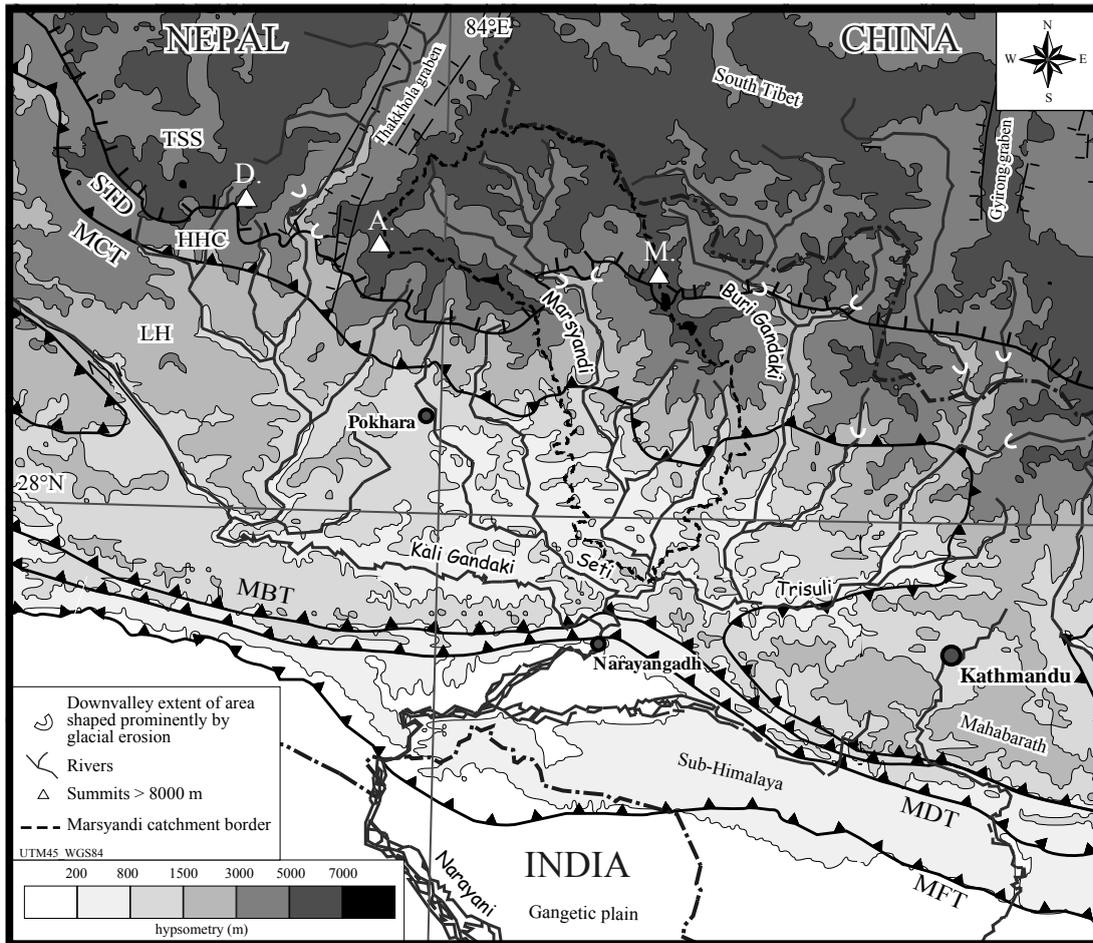


Fig. 3

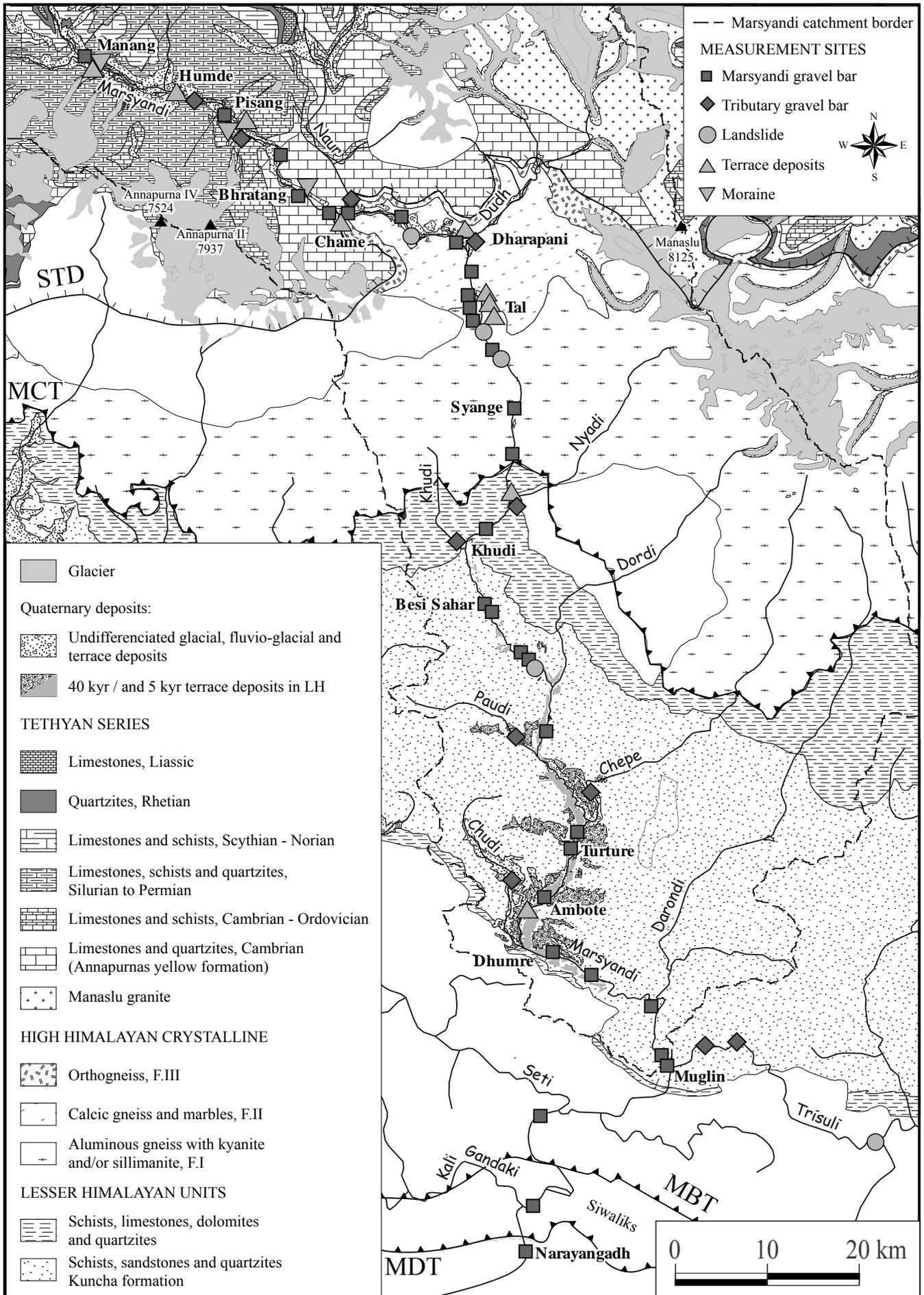


Fig. 4



Fig. 5

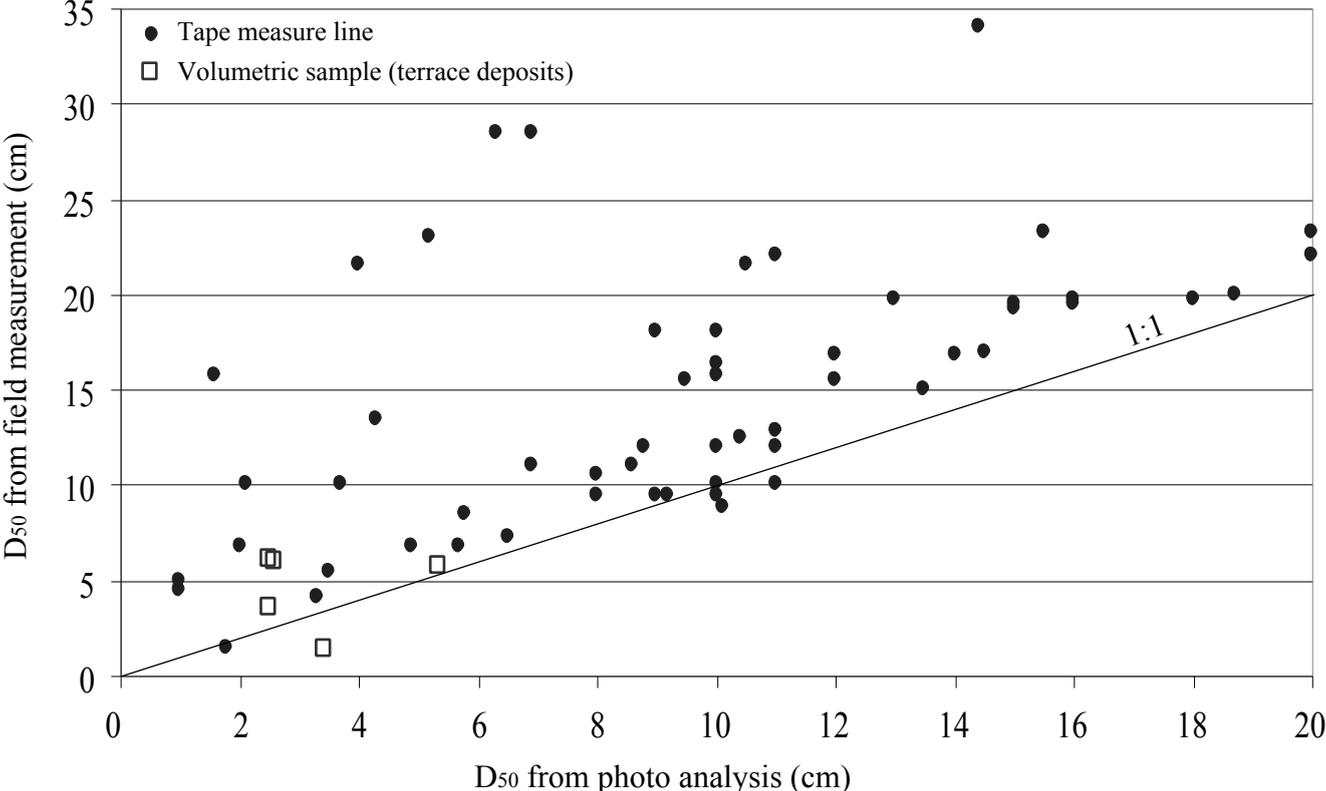


Fig. 6

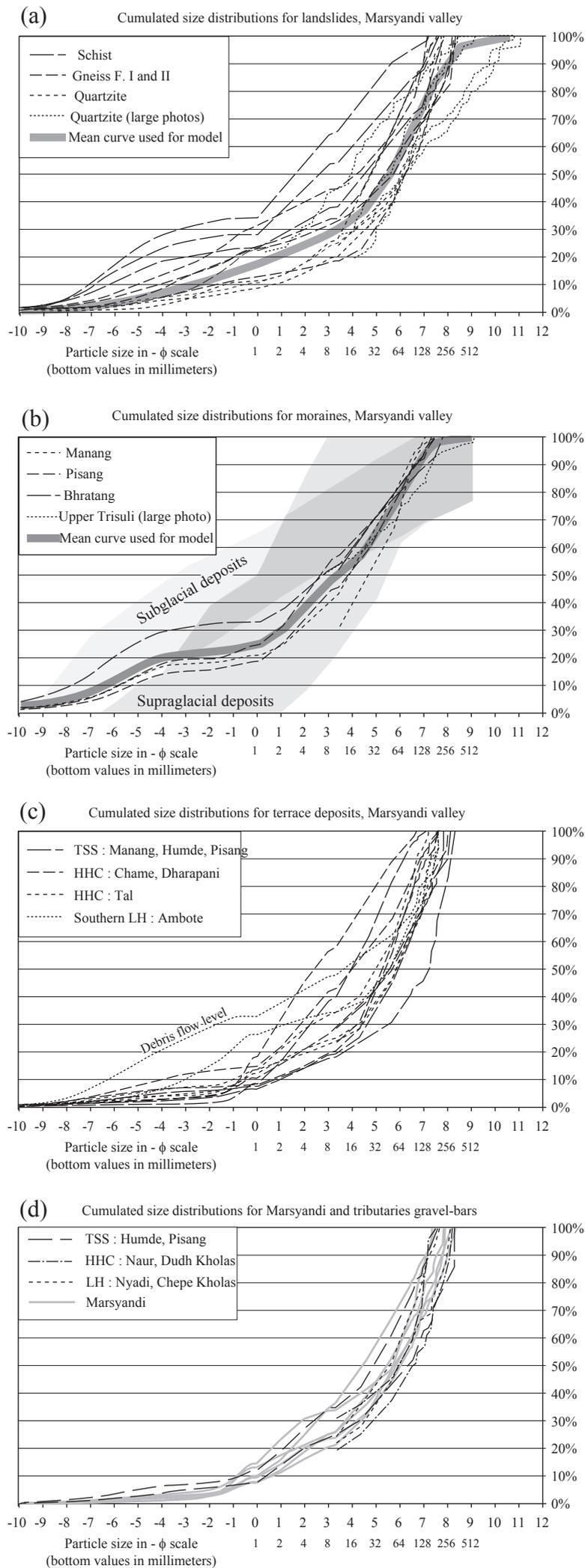


Fig 7a

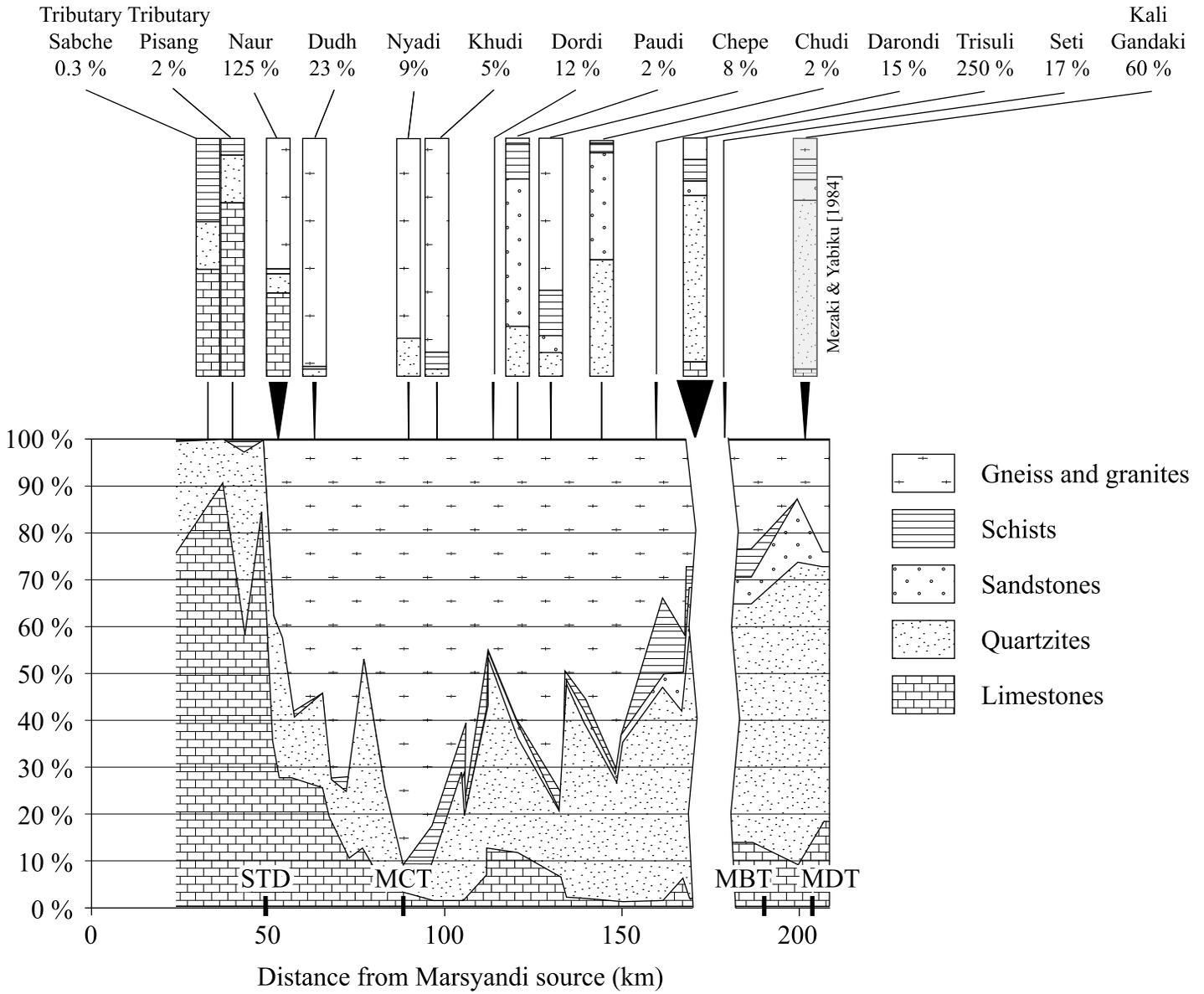


Fig 7b

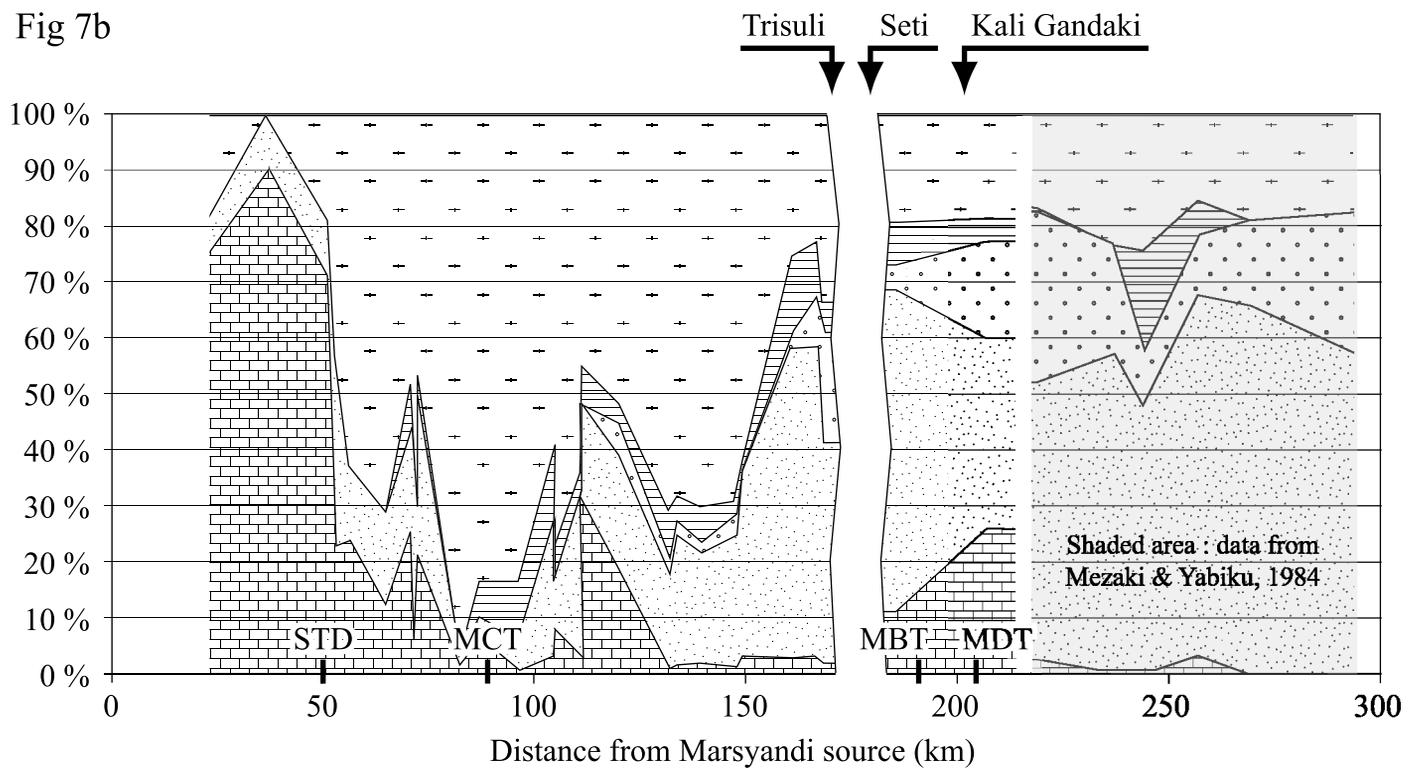


Fig. 8a

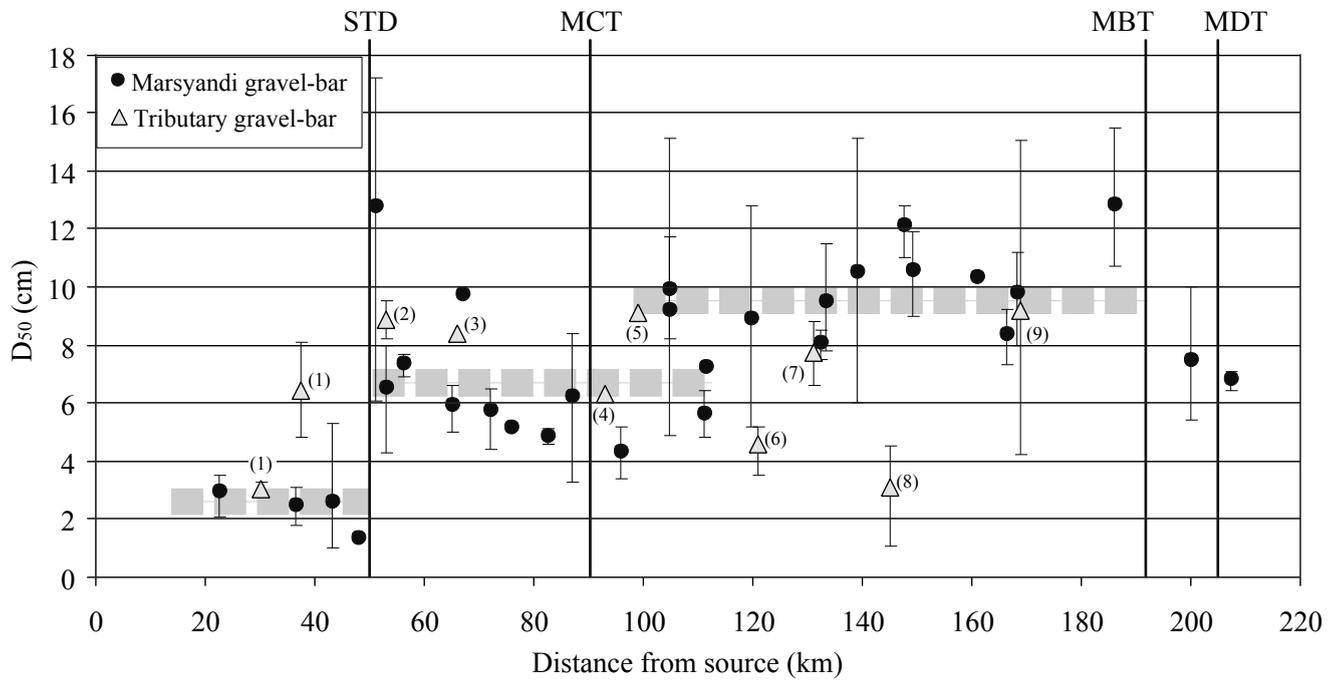


Fig. 8b

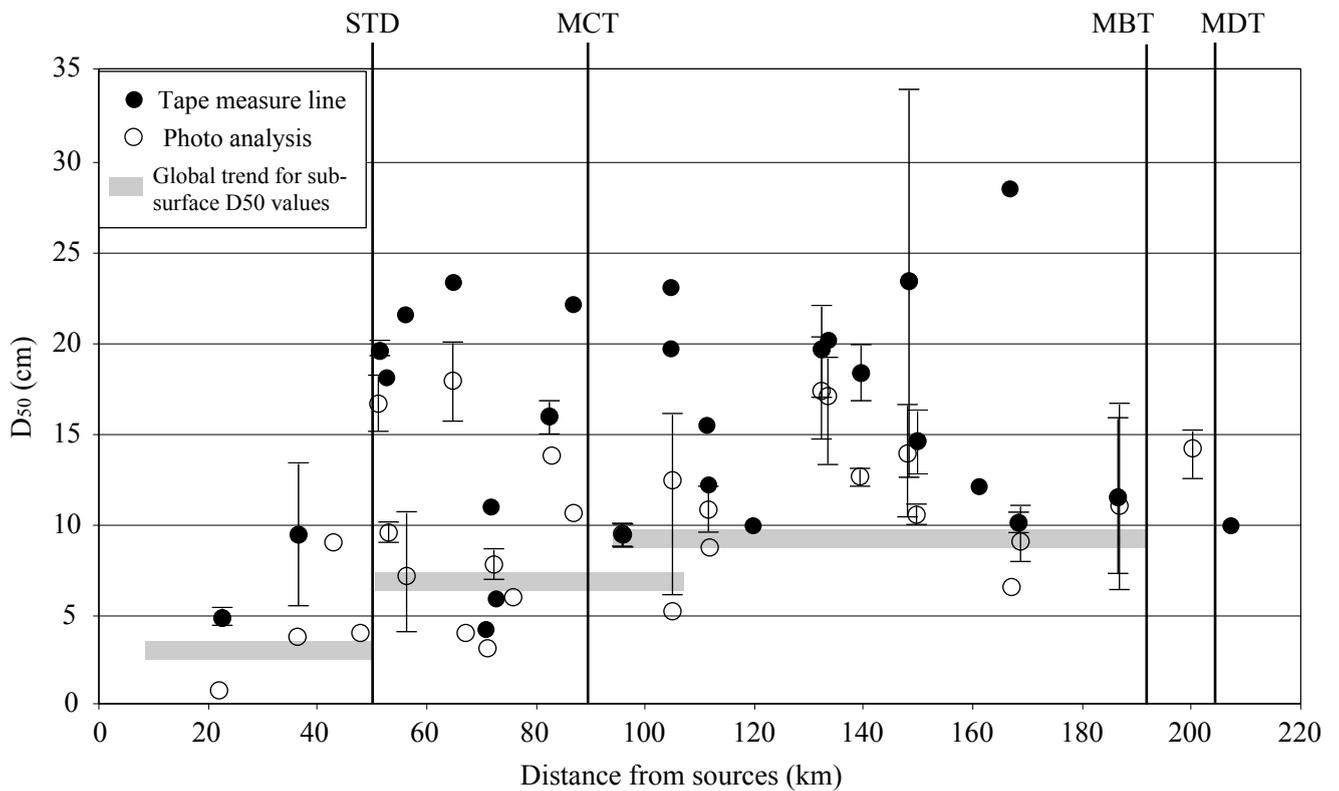


Fig. 9

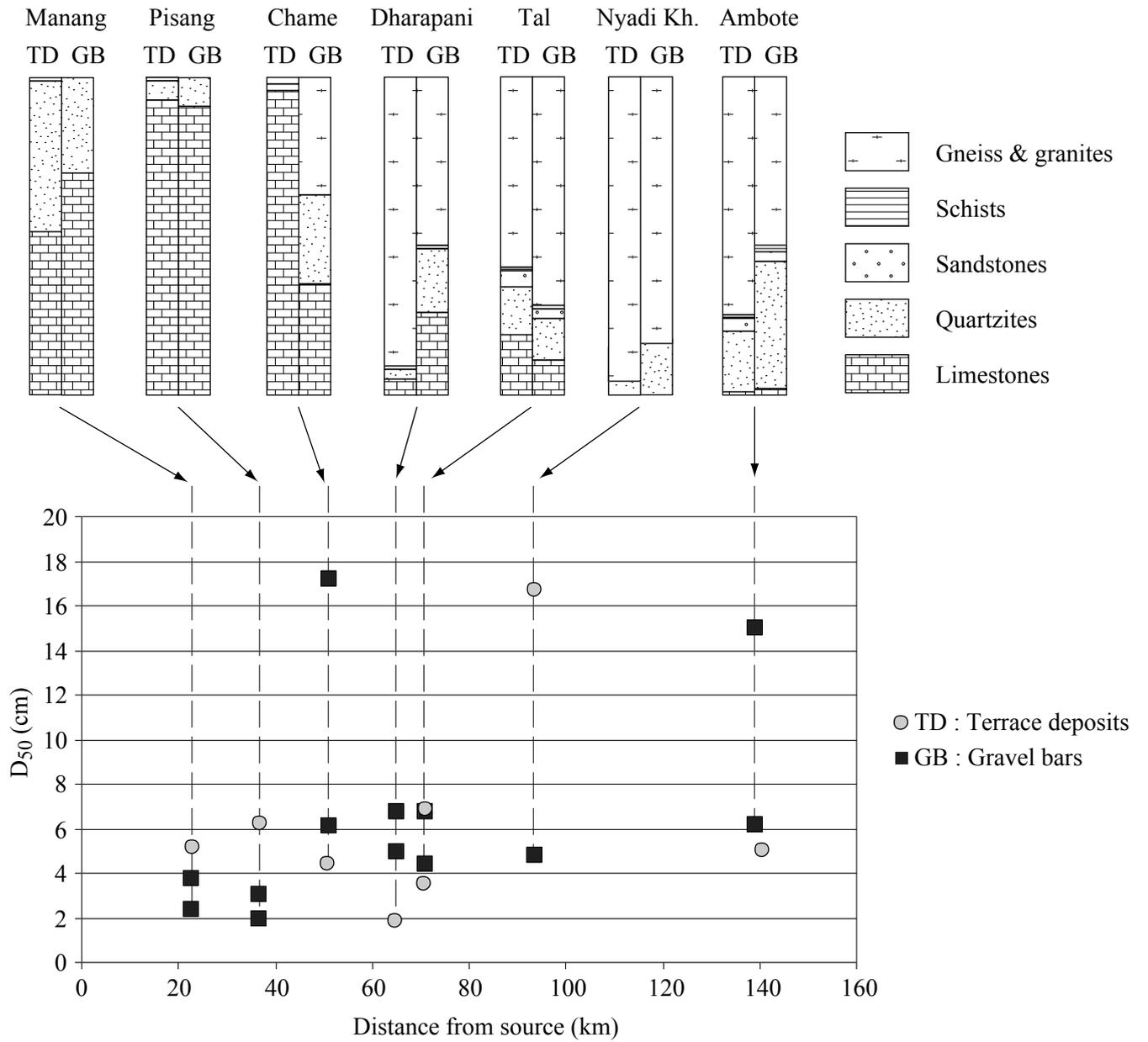


Fig. 10a

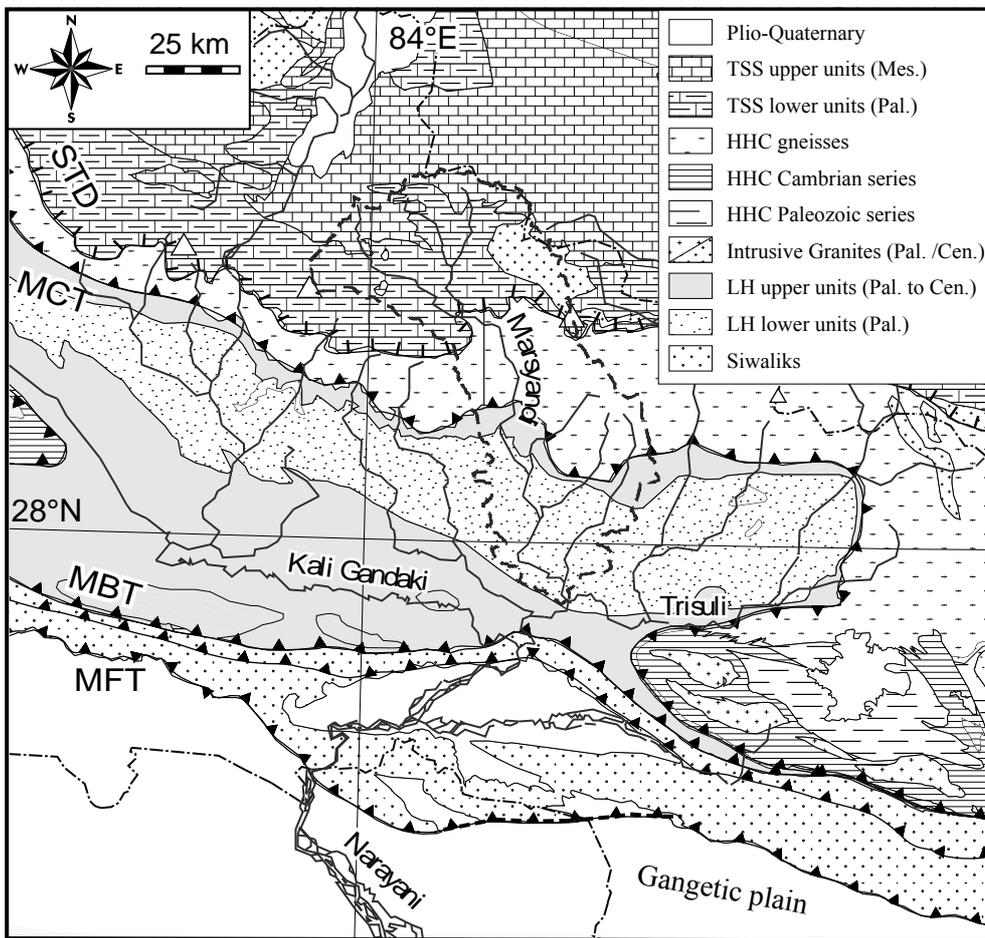


Fig. 10b

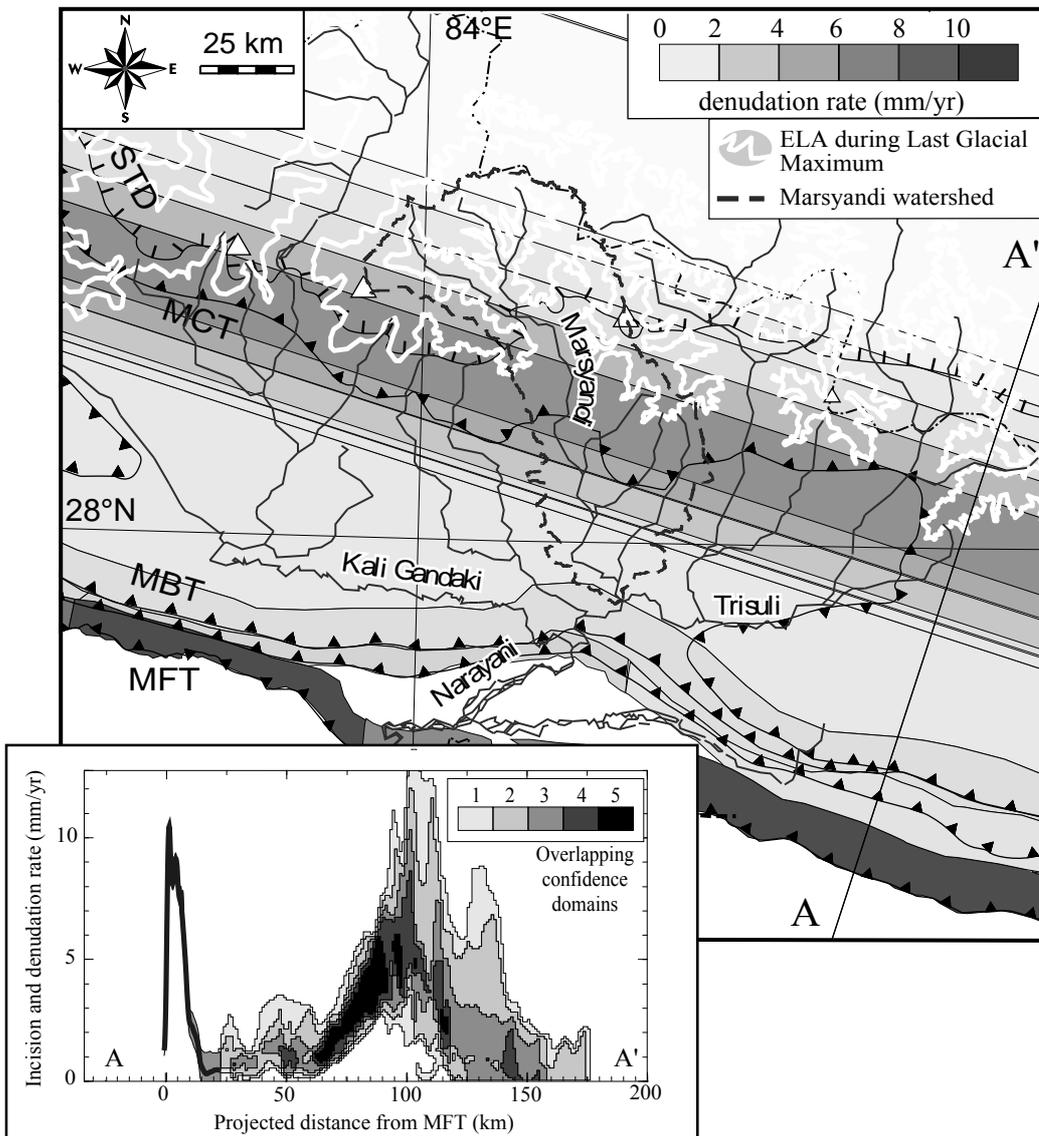


Fig. 11

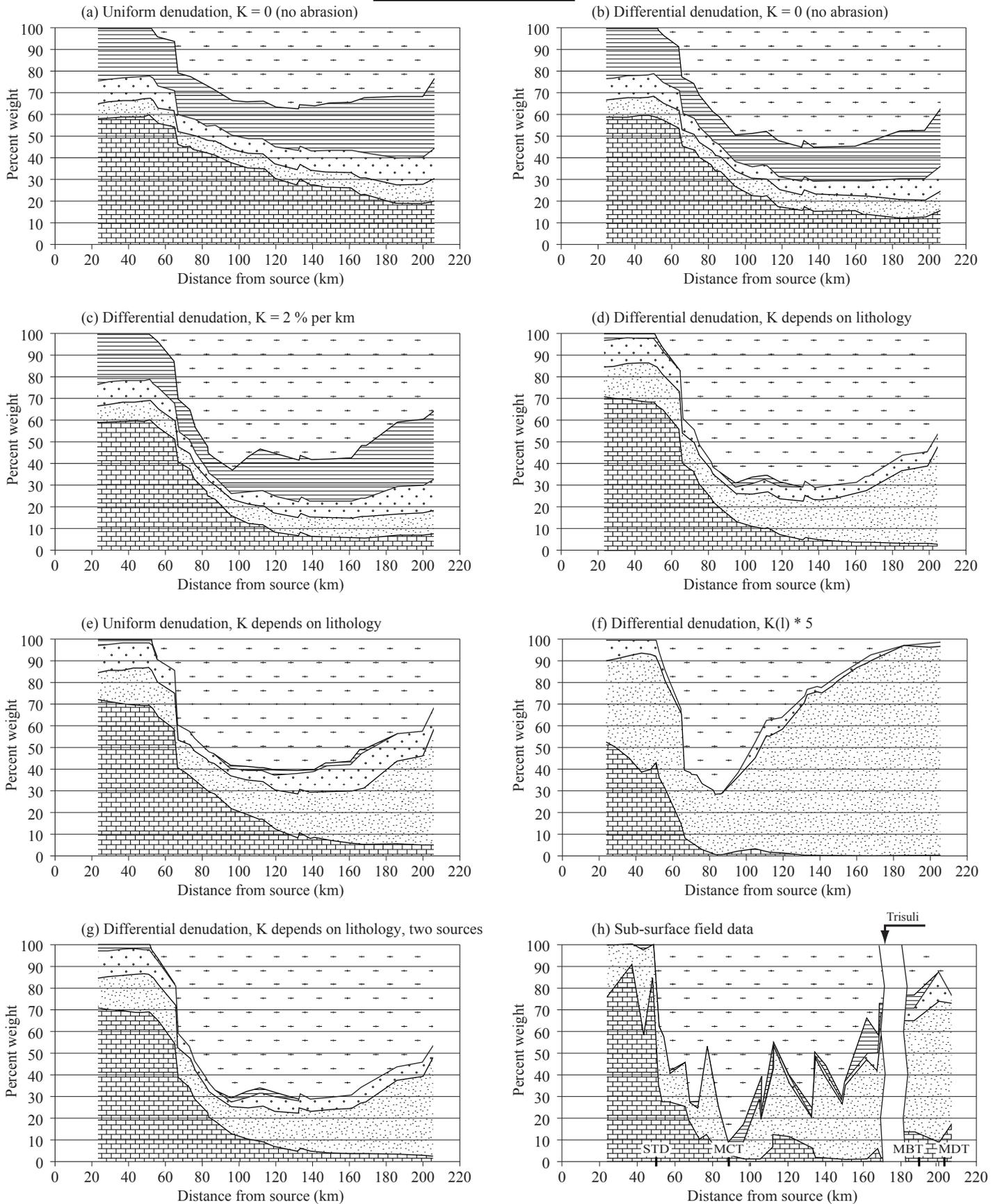
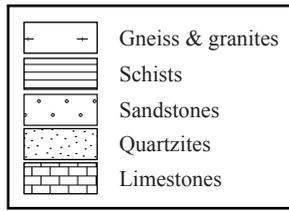
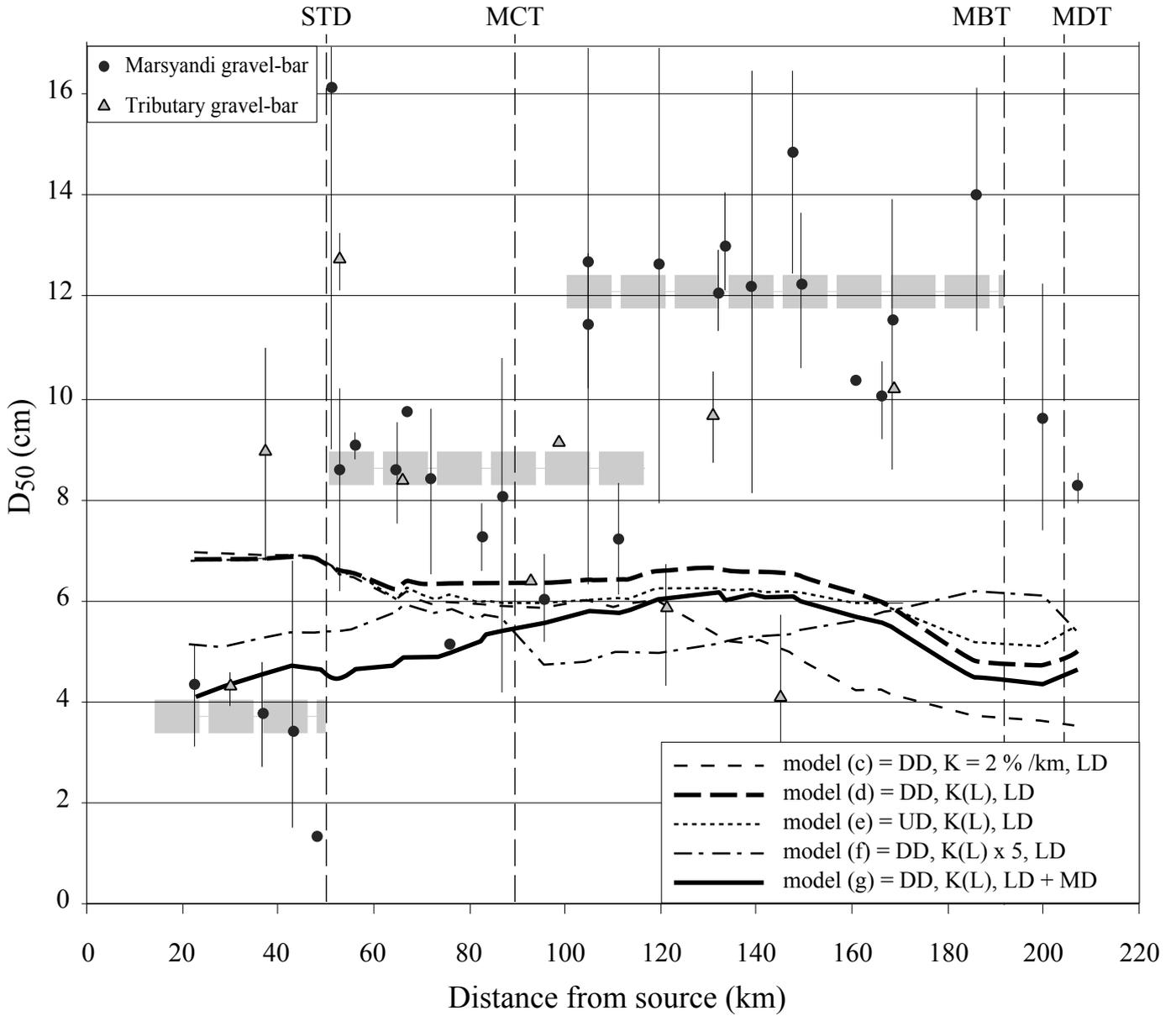


Fig. 12



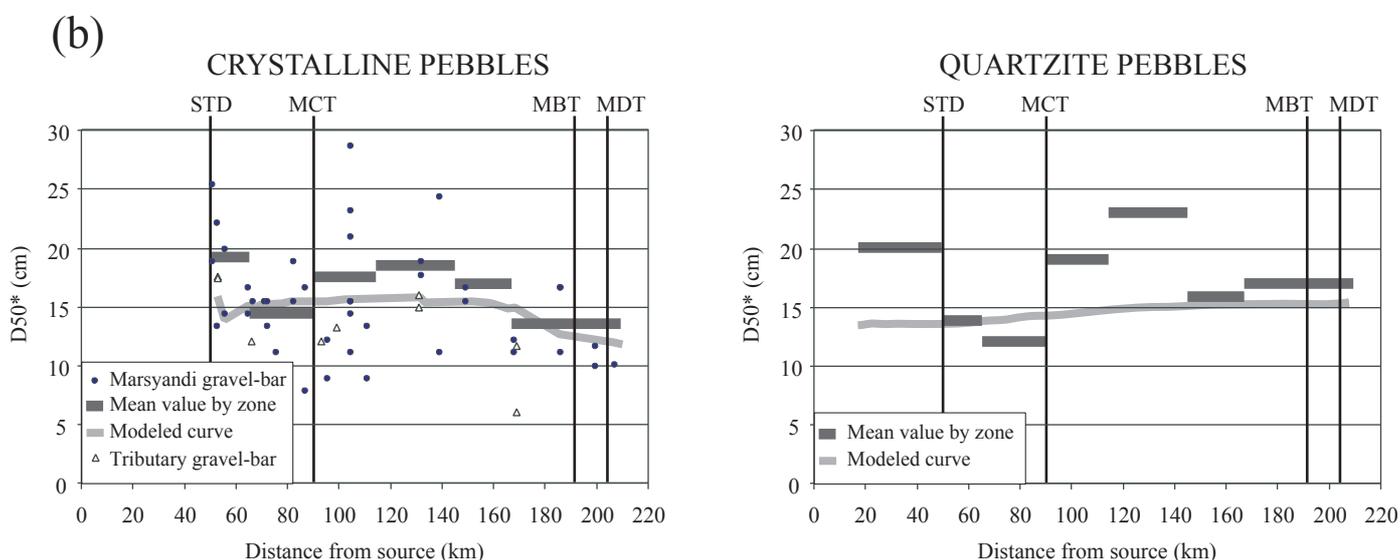
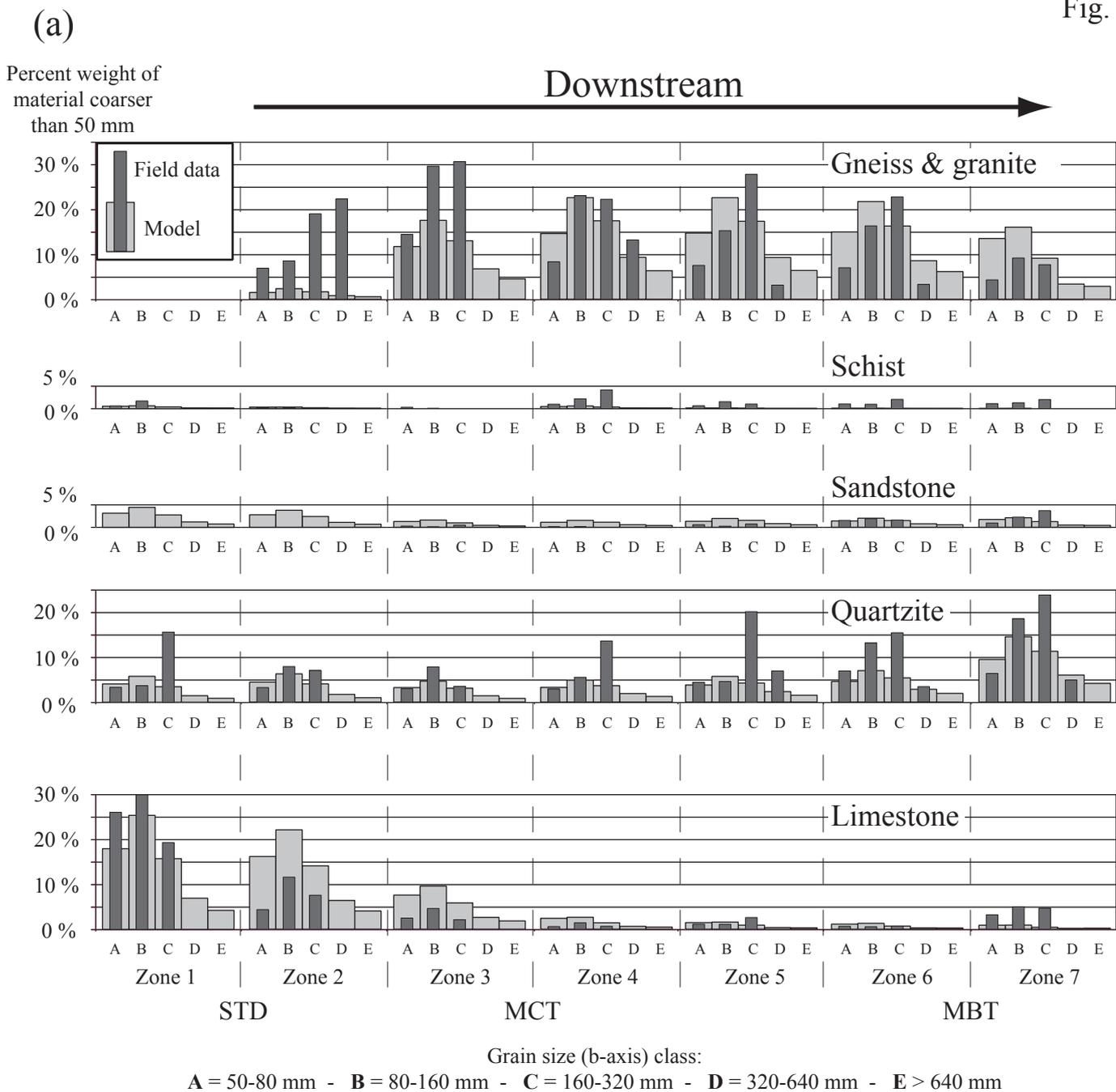


Fig. 14

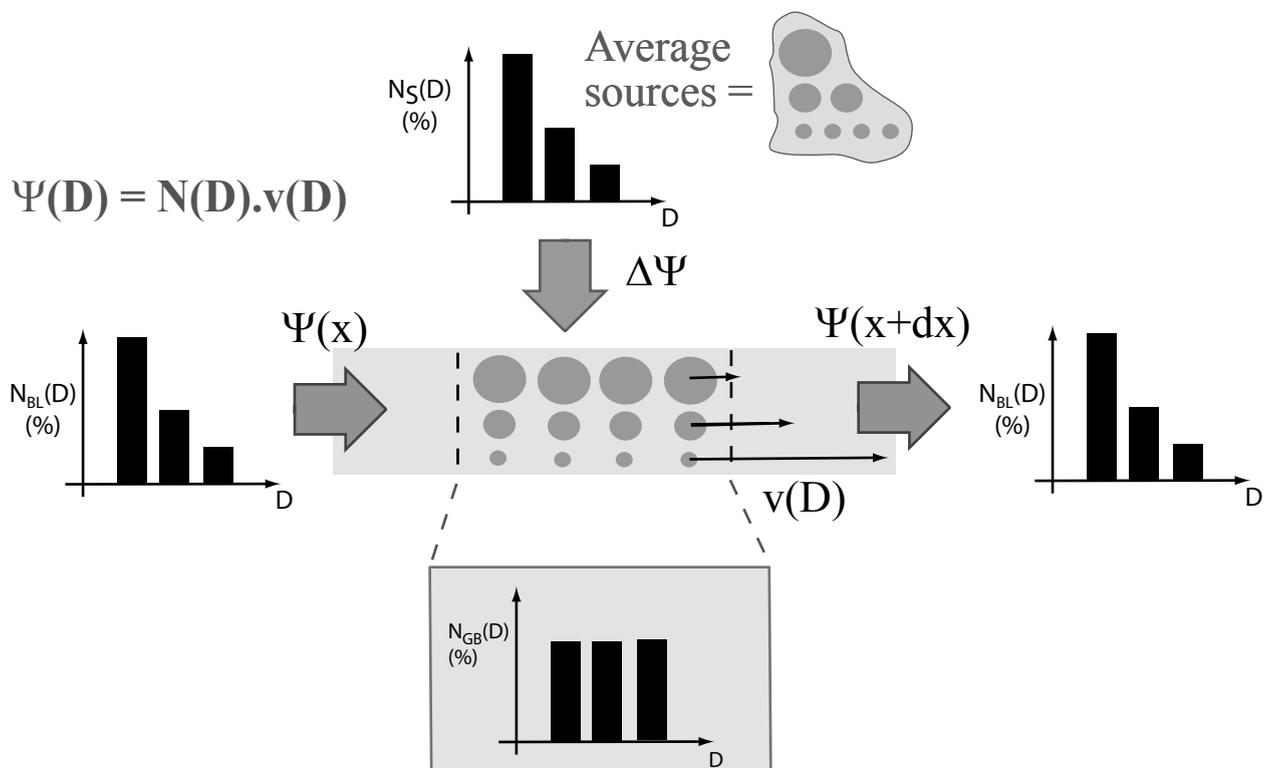


Fig. 15

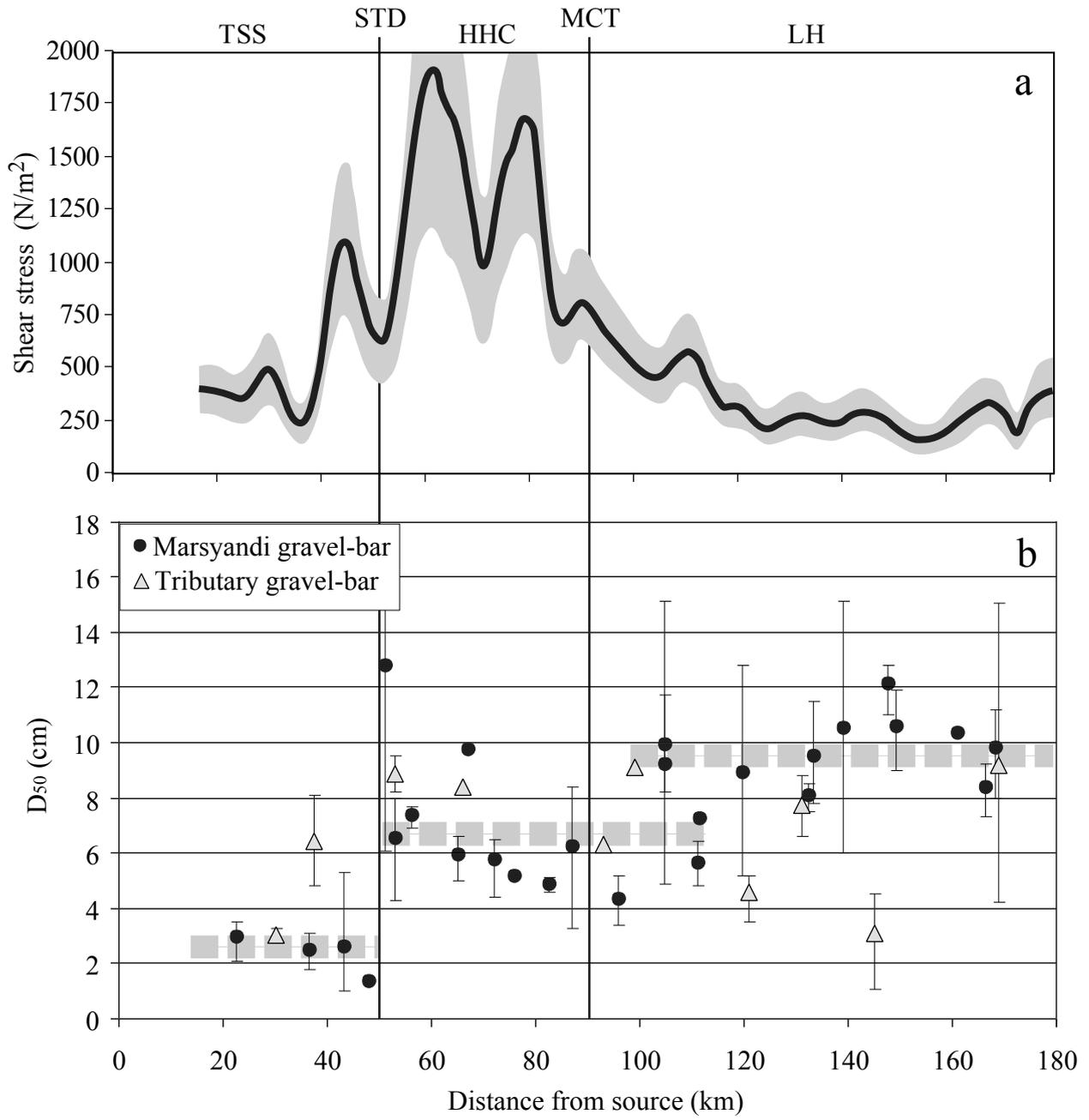
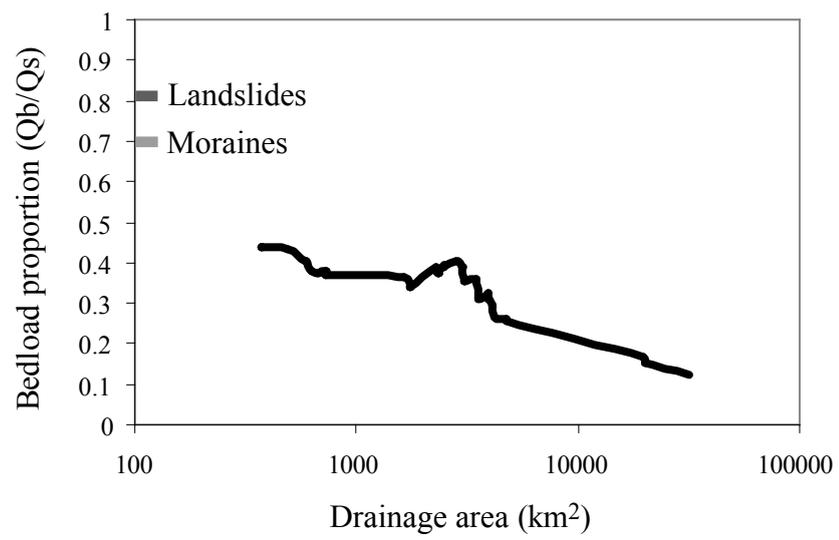


Fig. 16



# Conclusions et perspectives.

## 1. Bilan sur le dispositif expérimental.

La présente étude a consisté tout d'abord en la mise en place d'un outil destiné à reproduire de manière réaliste les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle. Le comportement des galets et des fluides à l'intérieur du dispositif sont satisfaisants à plusieurs niveaux.

Tout d'abord, les défauts inhérents à la géométrie circulaire du canal sont moins importants que nos prévisions. En effet, la force centrifuge qui a tendance à repousser les galets contre la paroi externe du canal est contrebalancée par des courants secondaires à tendance centripète liés à la formation d'un vortex pendant le fonctionnement. Ainsi, les particules se maintiennent globalement au centre du canal et les interactions avec les parois sont peu importantes.

De plus, en dépit de profils de vitesse fort différents, l'expérience reproduit de manière correcte les processus de transport en rivière, comme le souligne le relativement bon accord entre le flux de sédiment et la capacité de transport dans le canal (§ 4.2.1.2.4.).

Par rapport aux dispositifs préexistants, le nôtre présente l'avantage de reproduire des conditions d'écoulement plus uniformes (champ de vitesse) et donc plus proches de conditions naturelles. Le système à pales de mise en mouvement des fluides de Kuenen [1955, 1956] produit probablement des turbulences à l'arrière des pales qui perturbent l'écoulement ; de plus, des interactions entre les galets et les pales ne peuvent être exclues à haute vitesse. Le principal défaut du dispositif de Sklar et Dietrich [2001] est liée à sa géométrie « en bocal » qui induit des variations radiales du champ de vitesse très importantes.

De surcroît, notre dispositif autorise une mesure aisée des flux de sédiments, des trajectoires des particules et des conditions hydrodynamiques ; ces dernières peuvent être déterminées à partir de mesures au tube de Pitot ou plus simplement par la mesure des dimensions du vortex, celle-ci constituant une observable très pratique et efficace.

Ces conditions hydrodynamiques sont proches de celles de nombre de rivières, si l'on excepte certains contextes particulier comme le Haut Himalaya ou les régions montagneuses de Taiwan où la contrainte cisailante peut dépasser les 1000 Pa. De même, les tailles des galets étudiées correspondent à celles généralement rencontrées dans les rivières. Une transposition des résultats obtenus aux conditions naturelles est donc facilement envisageable. Ainsi, de nombreuses possibilités de développement du dispositif existent, qui feront l'objet de travaux futurs.

## **2. La réduction de la taille des galets.**

### **2.1. Les variables contrôlant l'abrasion.**

Les taux d'abrasion expérimentaux montrent une dépendance très nette vis-à-vis de la vitesse des particules. Cette relation semble être d'ordre 2, ce qui confirme les résultats de Kuenen [1956]. L'abrasion est donc liée à l'énergie cinétique des particules au moment de l'impact.

Le rôle joué par la lithologie des galets est également clairement mis en évidence. Les résultats obtenus confirment ceux des travaux précédents [*e.g.* Schoklitsch, 1933 ; Kuenen, 1956 ; Sklar et Dietrich, 2001], à savoir que la dureté des minéraux constitutifs, leur taille et leur cohésion dans la roche ainsi que la présence de zones de faiblesse potentielles (schistosité, foliation, stratification, diaclase) exercent un important contrôle sur les modalités et les taux d'abrasion.

La dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la taille moyenne des galets est plus complexe à mettre en évidence. Les premières observations montrent un clair changement de tendance sur la gamme de taille testée au cours des expériences : l'abrasion est croissante puis décroissante lorsque la taille augmente. Devant le peu de mesures correspondant aux fractions mettant en évidence la décroissance et du fait de l'incertitude non négligeable qui leur est associée, il est aisé d'évoquer l'erreur expérimentale. Cependant, une explication alternative est proposée, liée au rapport entre l'énergie associée à un impact entre deux particules et la surface concernée par cet impact. A vitesse constante, l'augmentation de la taille des particules induit une augmentation de l'énergie au moment de l'impact ; elle induit également

une augmentation de la surface de contact entre les deux particules, d'où une réduction relative des contraintes s'appliquant sur cette surface. L'abrasion associée à un impact dépendrait de la manière dont la résultante des deux phénomènes – augmentation de l'énergie et réduction des contraintes – évolue lorsque la taille des galets augmente. Des expériences et une réflexion complémentaires sont nécessaires pour éclaircir ce point.

De la même manière, lorsque l'on s'intéresse aux taux d'abrasion de galets individuels au sein d'une même fraction, on constate une tendance inverse de ce que laisse suggérer l'évolution des taux d'abrasion globaux pour les fractions 1-2 et 2-4 cm : les petits galets ont tendance à s'éroder plus vite que les gros. Ce phénomène a au moins en partie une origine géométrique, amplifiée par la normalisation des quantités d'abrasion par la masse des galets.

Les alluvions étant des matériaux beaucoup plus hétérogènes granulométriquement que le matériel employé (préalablement calibré), on peut aisément concevoir que ce phénomène exercera un contrôle majeur sur les taux d'abrasion individuels et globaux. Définir les modalités de l'abrasion au cours d'expériences multi-tailles sera donc un domaine d'investigation à privilégier dans le cadre d'expériences futures.

Enfin, la quantité de sédiments introduite fait apparaître une dépendance liée à la nature non abrasive du fond de notre dispositif : lorsque la quantité de sédiments croît, le taux d'abrasion croît également du fait de l'augmentation de la probabilité de chocs abrasifs jusqu'à une valeur seuil qui correspond globalement à la quantité de sédiments nécessaire à couvrir le fond du canal. A partir de ce seuil, la probabilité n'augmente plus significativement et le taux d'abrasion a donc tendance à stagner, voire à décroître. Ces constatations nous amènent à penser qu'avec un fond rocheux, la probabilité d'impact abrasif et donc les taux d'abrasion des galets seront indépendants de la quantité de sédiments introduite ; par conséquent, on peut considérer en première approximation que les taux d'abrasion maximums obtenus au cours de nos expériences sont assimilables à des taux d'abrasion sur fond rocheux.

## **2.2. Transposition des taux d'abrasion expérimentaux aux rivières naturelles.**

Les taux d'abrasion que nous avons obtenus ne parviennent toujours pas à expliquer les taux de réduction de taille des sédiments vers l'aval mesurés au cours des précédentes études, et ce malgré des conditions hydrodynamiques vigoureuses représentatives de régimes de crue en rivière de montagne. Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce désaccord :

- les taux d'abrasion sont sous-estimés par notre dispositif. Cependant, comme nous l'avons souligné en section 4.4.1., il est peu probable que cette sous-estimation soit de 1 ou 2 ordres de grandeur alors que la différence entre taux d'abrasion expérimentaux et taux de réduction de taille vers l'aval est couramment de cette amplitude.
- le processus de transport sélectif peut contribuer de manière significative à la réduction de la taille des sédiments vers l'aval. En effet, comme nous l'avons évoqué précédemment (§ 1.1.5.), la majeure partie des mesures effectuées au cours des études précédentes ont été réalisées sur des rivières partiellement alluviales ; dans ce contexte, le processus de transport sélectif peut être effectif et il est alors difficile d'isoler sa contribution de celle des processus d'abrasion.
- l'altération chimique et biologique des galets pendant les périodes de stockage séparant deux crues peut fragiliser leur périphérie. Le taux d'abrasion d'un galet soumis à une succession de périodes de transport–érosion et dépôt–fragilisation peut par conséquent être bien plus important qu'il ne le serait si le galet ne subissait pas d'altération. Ce dernier processus est particulièrement efficace dans les contextes tectoniques peu actifs où les galets peuvent être stockés pendant un temps significatif entre deux crues [Bradley, 1970 ; Jones et Humphrey, 1997 ; Heller et al., 2001].
- le matériel mesuré dans les rivières pourrait enfin ne pas être représentatif de la charge de fond transporté par la rivière.

Pour prouver l'efficacité des processus d'abrasion et les quantifier, il est nécessaire d'isoler leur contribution de celle des autres processus pouvant entraîner une diminution de la taille des sédiments vers l'aval, en particulier le processus de transport sélectif. Le seul moyen d'y parvenir est de choisir un système fluvial où ce dernier processus est inopérant, c'est-à-dire un système caractérisé par l'absence de zone de dépôt comme on en trouve en contexte

orogénique actif. De plus, dans ce contexte, les sédiments ne subissent pas de périodes de stockage significatives : les processus d'altération peuvent être considérés comme inopérants. Ce sont les raisons pour lesquelles nous avons choisi pour notre étude de nous intéresser aux sédiments de la rivière Marsyandi (Himalaya, Népal Central). L'étude que nous y avons menée conjointement sur les sédiments de la rivière et sur les sources de sédiments amène de nouvelles vues sur les processus d'abrasion et de transport des sédiments.

En comparant les données granulométriques et lithologiques des sédiments mesurées sur le terrain avec celles obtenues à partir d'un modèle simple de transport et d'érosion des sédiments, nous montrons que la granulométrie des sédiments reflète principalement l'influence des sources et les conditions de transport : les taux de réduction de taille mesurés sur le terrain ne peuvent donc en aucun cas être directement comparés à des taux d'abrasion.

En revanche, l'abrasion des galets peut être mise en évidence par l'évolution des proportions lithologiques vers l'aval, celle-ci étant moins sensible aux effets de source et de transport. On constate alors pour la première fois que les taux d'abrasion obtenus expérimentalement permettent de reproduire cette évolution.

### **3. L'incision fluviale et l'évolution du relief.**

Les implications des résultats de notre études sont importantes en terme d'interactions entre les processus d'érosion des pentes, de transport fluvial des sédiments et d'abrasion du lit rocheux.

Référons nous tout d'abord au dernier modèle d'incision fluviale dans lequel le rôle des caractéristiques des sédiments a été intégré [Sklar et Dietrich, 1998] : nos résultats montrent que certains ajustement doivent être effectués. En particulier, il est peu probable que l'érosion décroisse rapidement lorsque la contrainte cisailante augmente car, dans le cas de sédiments se déplaçant sur plusieurs couches, les galets des couches basales qui interagissent avec le substrat ont plus un mouvement brownien que des trajectoires qui s'allongent avec des fréquences d'impact qui diminuent. De plus, la représentation des taux d'érosion en fonction de la quantité croissante de sédiments indique une décroissance non pas par effet de

couverture mais par une moindre quantité de mouvement extraite par chaque galet qui conduit à des chocs moins énergétiques.

D'une manière générale, les derniers modèles d'incision fluviale [Sklar et Dietrich, 1998, 2000 ; Howard, 1998 ; Hancock et al., 1998 ; Whipple et Tucker, 2002] ont montré que les taux d'incision et les modalités de celle-ci étaient grandement tributaires des caractéristiques des sédiments transportés, en particulier du rapport  $Q_b/Q_s$  = charge de fond sur charge totale. Des variations de  $Q_b/Q_s$  peuvent produire des profils de rivière très différents, que le système soit « transport limité » ou « détachement limité ». Or la plupart des modèles ne tiennent pas compte de l'évolution de ce rapport vers l'aval ; notre modèle prédit pourtant une réduction de  $Q_b/Q_s$  d'un facteur légèrement inférieur à 5 entre les parties les plus amont et l'exutoire du bassin de la Narayani - Marsyandi que nous avons étudié. De telles modifications peuvent avoir des conséquences fondamentales sur le profil de la rivière et sur les taux d'incision et doivent donc être intégrées dans lesdits modèles.

De plus, l'évolution de  $Q_b/Q_s$  est loin d'être régulière, du fait des changements de lithologie et de la nature des sources se produisant vers l'aval ainsi que de la présence d'apports locaux de sédiments issus des pentes ou des affluents. Cette irrégularité favorisera l'apparition de segments de rivière aux comportements alternés, tantôt « transport limités » et tantôt « détachement limités ».

La dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la vitesse et donc vis-à-vis de la contrainte cisailante basale et de la pente de la rivière représente une rétroaction efficace. Si l'on se place dans le cas d'une zone dont on augmente le taux de soulèvement, la pente va s'accroître, engendrant une augmentation de l'abrasion du fond rocheux et des galets. Le rapport  $Q_b/Q_s$  va alors diminuer et la couverture du fond de la rivière de même. Ainsi, l'érosion du fond sera favorisée et permettra à la rivière de lutter contre le soulèvement.

De la même manière, la dépendance de l'abrasion vis-à-vis de la lithologie aura le même effet sur les modèles d'incision, qu'ils soient « détachement limités » ou « transport limités ». Dans le premier cas, la résistance à l'abrasion du substrat va influencer directement sur les taux d'incision. Dans le second cas, c'est la résistance à l'abrasion des galets qui agira de manière indirecte sur l'incision : si la résistance à l'abrasion est importante, la réduction de la taille des galets et du rapport  $Q_b/Q_s$  sera faible, d'où une protection du lit rocheux efficace.

L'influence des sources et l'éventuel couplage entre versants et réseau fluvial sont moins évidents à définir. Tout d'abord, les rétroactions entre l'érosion, les caractéristiques de la charge de fond et celles des apports ne sont pas intuitives : une augmentation de l'érosion et des glissements rocheux conduit à une charge sédimentaire plus grossière et en plus grande quantité. Le degré de couverture du fond devrait donc à priori s'accroître et agir en sens inverse. Cependant, l'augmentation de la quantité de sédiments grossiers peut également conduire à des outils d'abrasion plus efficaces et en plus grand nombre.

Ces interactions sont rendues plus complexes par la grande variabilité des caractéristiques des sources et en particulier de leur granulométrie. Deux types principaux de sources peuvent être distingués : les moraines et les glissements de terrain. En considérant les moyennes des spectres granulométriques déterminés à partir des mesures de terrain pour chaque type, on obtient un rapport entre le matériel qui contribuera à alimenter la charge de fond et le matériel total qui est deux fois plus grand pour les glissements de terrain que pour les moraines. Cette différence peut avoir une influence importante sur les caractéristiques de la charge transportée par la rivière et par conséquent sur les taux d'incision et sur le comportement de celle-ci, selon que l'une ou l'autre des sources est prédominante. La répartition relative des deux types de sources est fonction de l'étendue de la zone d'occupation des glaciers et varie lorsque les glaciers avancent où se retirent ; ainsi, on peut prédire que des changements climatiques auront des conséquences importantes sur les taux et les modalités de l'incision fluviale et donc sur l'évolution du relief.

Enfin, notons que la variabilité des caractéristiques des sources est également importante au sein d'un même type, en particulier au sein des glissement de terrain. La proportion de matériel qui sera transporté en charge de fond est bien moins importante dans des schistes que dans des gneiss par exemple. De plus, ce matériel aura tendance à s'éroder beaucoup plus rapidement du fait de sa faible résistance à l'abrasion. Au final, la contribution à la charge de fond d'un glissement de terrain sera fonction principalement de sa lithologie, celle-ci contrôlant en grande partie sa granulométrie et la résistance à l'abrasion du matériel en question. Cet aspect devra également être intégré dans les modèles d'incision fluviale.

Pour continuer à affiner les modèles développés dans le but de mieux comprendre et de quantifier les interactions entre érosion des versants, transport des sédiments et incision fluviale, nous proposons plusieurs axes de recherche.

Tout d'abord, des efforts doivent être réalisés à l'extrémité amont de la chaîne de processus qui conduit à l'incision fluviale, en l'occurrence au niveau des sources. L'importance et la fréquence des apports de sédiments dans le système fluvial contrôle le « degré d'exposition » du lit rocheux [Howard et Kirby, 1983 ; Sklar et Dietrich, 2001]. Les résultats de notre étude montrent de plus que la distribution de taille des apports conditionne celle des alluvions et par conséquent l'efficacité de ces dernières en tant qu'outil d'abrasion ou moyen de protection du lit rocheux. De nombreuses études de terrain ont été menées, portant sur l'aspect stochastique du processus de glissement de terrain ou sur la manière dont on peut en dériver des flux de sédiments [Hovius et al., 1997]. Cependant, aucune d'entre elles n'a porté une quelconque attention sur les caractéristiques des sédiments en question. Le développement futur des modèles d'évolution des paysages et d'incision fluviale est tributaire du comblement de cette lacune.

La poursuite d'expériences dans le dispositif mis au point au cours de cette étude devrait quant à elle permettre d'améliorer de manière notable nos connaissances en ce qui concerne l'abrasion des sédiments et du lit rocheux au cours du transport fluvial (voir § 4.4.2.2.).

La réalisation d'expériences complémentaires dans le but de préciser les résultats obtenus devrait permettre tout d'abord d'établir des lois d'abrasion simple prenant en compte la taille et la vitesse des particules dans le cadre d'expériences mono-tailles.

Un pas vers la complexification et le rapprochement des conditions naturelles serait franchi en passant à des expériences multi-tailles. En effet, la définition de l'abrasion d'un galet de taille donnée placé au sein de matériel hétérogène granulométriquement pourrait s'avérer fondamentale pour l'évolution des caractéristiques des sédiments au cours du transport fluvial. La quantification des taux d'abrasion individuels pourrait s'accompagner d'une étude fine du processus d'impact en fonction des paramètres conditionnant les dégâts occasionnés : angle et vitesse de chute, vitesse relative projectile – cible, taille et propriétés mécaniques des particules impliquées. L'objectif à terme de ce type d'étude serait la définition d'une abrasion élémentaire par impact fonction des paramètres précités qui pourrait être intégrée dans un modèle de transport des sédiments [e.g. Wiberg et Smith, 1985 ;

Schmeeckle et Nelson, 2003] en vue d'établir des lois d'abrasion précises des sédiments et de prédire l'évolution de leurs caractéristiques au cours du transport fluvial.

Enfin, l'abrasion du lit rocheux pourrait être abordée en disposant des plaques rocheuses sur le fond du canal, en terme de taux d'abrasion et de processus. Les résultats pourraient être comparés à ceux d'études préexistantes [Sklar et Dietrich, 2001] ; ils pourraient également permettre de confirmer ou d'infirmer une hypothèse que nous avons formulée à la suite de notre étude de terrain, à savoir que l'abrasion par la charge de fond constituerait le processus d'abrasion majeur du lit rocheux. Cette hypothèse nous a été suggérée par la très bonne corrélation relative entre les coefficients d'abrasion déduits expérimentalement pour les galets et les coefficients d'érodabilité dérivés de l'incision du lit rocheux [Lavé et Avouac, 2001]. Si cette hypothèse se confirmait, les implications seraient importantes en terme de contrôle des processus tectoniques et de dénudation par la lithologie, les coefficients d'abrasion pouvant varier dans des proportions importantes, supérieures à deux ordres de magnitude.

# Bibliographie

- Abbott, J.E., and Francis, J.R.D., Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream, *Proc. Royal Soc.*, London, England, 284, 225-254, 1977.
- Adler, W.F., Analytical modeling of multiple particle impacts on brittle materials, *Wear*, 37, 353-364, 1976.
- Anderson, R.S., Erosion profiles due to particles entrained by wind: application of an eolian sediment-transport model, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1270-1278, 1986.
- Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L., and Han, T.L., Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 91, 13803-13872, 1986.
- Attal, M., and Lavé, J., Pebble and bedrock abrasion during fluvial transport in active orogenic context: experimental study and application to natural hydrographic networks, EGS – AGU – EUG Joint Assembly, Nice, France, 2003.
- Avouac, J.P., and Burov, E., Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, 101, 17747-17769, 1996.
- Baldwin, J.A., Whipple, K.X., and Tucker, G.E., Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography, *J. Geophys. Res.*, 108, 108(B3), 2158, doi:10.1029/2001JB000550, 2003.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., Erosional control of active compressional orogens, in McClay, K.R., ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, 1-18, 1992.
- Benda, L., and T. Dunne, Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks, *Wat. Res. Res.*, 33, 2864-2880, 1997
- Benett, M.R., and Glasser, N.F., *Glacial geology: ice sheets and landforms*, Ed. Wiley, 1996.
- Bradley, W.C., Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River (Texas): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 61-80, 1970.
- Bray, D.I., Estimating average velocity in gravel-bed rivers, *J. Hydraul. Div. ASCE*, 105(HY9), Proc. Paper 14810, 1103-1122, 1979.
- Brewer, P.A., and Lewin, J., In-transport modification of alluvial sediment: field evidence and laboratory experiments, *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 17, 23-35, 1993.
- Brierley, G.J., and Hickin, E.J., The downstream gradation of particle sizes in the Squamish River, British Columbia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 597-606, 1985.

- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., and Duncan, C., Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505-510, 1996.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Gabet, E.J., Oskin, M.E., Barros, A.P., and Ojha, T.P., Decoupling of erosion and climate in the Himalaya, Submitted to *Nature*.
- Burchfiel, B.C, Zhiliang, C., Hodges, K.V., Yuping, L., Royden, L.H., Changrong, D., and Jiene, X., The South Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 269, 41 p., 1992.
- Campy, M., and Macaire, J.J., Géologie des formations superficielles : géodynamique - faciès - utilisation, Ed. Masson, 1989.
- Chang, H.H., Fluvial Processes in River Engineering, John Wiley & Sons eds., New York, 425 p., 1988.
- Cheng, E.D.G., and Clyde, C.G., Instantaneous hydrodynamic lift and drag forces on large roughness elements in turbulent open channel flow, in Shen, H.W., ed., Sedimentation: Symposium to honor Prof. H.A. Einstein, Fort Collins, Colo., Water Resources Publ., 3-123-20, 1972.
- Church, M., McLean, D.G., and Wolcott, J.F., River bed gravels: sampling and analysis, in Thorne, C.R., Bathurst, J.C., and Hey, R.D., eds, *Sediment transport in gravel bed rivers*, John Wiley and Sons, New York, N.Y., 43-79, 1987.
- Colchen, M., Le Fort, P., et Pêcher, A., Annapurna-Manaslu- Ganesh Himal, Carte géologique au 1/200 000<sup>e</sup>, éditions du CNRS, Paris, 136 p., 1986.
- Colebrook, F., Turbulent flow in pipes with particular reference to the transition region between the smooth and rough pipe laws, *Journal of the Inst. of Civil Engineers*, 4, 1939.
- Comolet, R., et Bonnin, J., Mécanique expérimentale des fluides, 3 volumes, Masson éd., Paris :
- Tome I : Statique et dynamique des fluides non visqueux, 5<sup>ème</sup> édition, 242 p., 1990,
  - Tome II : Dynamique des fluides réels, turbomachines, 3<sup>ème</sup> édition, 453 p., 1982,
  - Tome III : Recueil d'exercices, 4<sup>ème</sup> édition, 459 p., 1986.
- Daubrée, A., Etudes synthétiques de géologie expérimentale (2 volumes), Paris, Dunod, 1879.
- Dick, G.S., Anderson, R.S., and Whipple K.X., Fluvial bedrock erosion measurements, Indus River, Pakistan, reveal control by local flow conditions [abs], *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, 78, p. F299, 1997.

- Displas, P., and Sutherland, A.J., Sampling techniques for gravel sized sediments, *J. Hydr. Eng.*, ASCE, 114 (5), 484-501, 1988.
- Dollenmayer, K., Whipple, K.X., and Snyder, N.P., Rates and processes of bedrock channel incision, upper Ukak River, Valley of Ten Thousand Smokes, AK [abs.], *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, 78, p. F298, 1997.
- Duncan, C.C., Klein, A.J., Masek, J.G., and Isacks, B.L., Comparison of late Pleistocene and modern glacier extents in central Nepal based on digital elevation data and satellite imagery, *Quaternary Res.*, 43, 241-254, 1998.
- Einstein, H.A., and El-Samni, E.A., Hydrodynamic forces on a rough wall, *Rev. Modern Physics*, 21, 520-524, 1949.
- Engel, P.A., Impact wear of materials, *Elsevier Science Publishers B.V.*, 339 p., 1978.
- Federal Highway Administration, Design of stable channels with flexible linings, *Hydraulic Engineering Circular* No. 15, U.S. Department of transportation, 1975.
- Finnie, I., Erosion of surfaces by solid particles, *Wear*, 3, 87-103, 1960.
- Finnie, I., The mechanism of erosive wear in ductile metals, *Corrosion-erosion behavior of materials*, *TMS.AIME*, 118-126, 1980.
- Foley, M.G., Bed-rock incision by streams, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part II, 91, 2189-2213, 1980.
- Fort, M., Etude géomorphologique d'une chaîne de collision intracontinentale, Mem. de Thèse de l'université de Paris VII, 700 p., 1993.
- Georges, J-M., Frottement, usure et lubrification : la tribologie ou science des surfaces, éditions du CNRS, Paris, 424 p., 2000.
- Gilbert, G.K., Report on the geology of the Henri Mountains: geographical and geological survey of the Rocky Mountains region, Washington, D.C., Government Printing Office, 106 p., 1877.
- Goede, A., Downstream changes in the pebble morphometry of the Tambo River, Eastern Victoria, *J. Sedim. Petrol.*, 45, 704-718, 1975.
- Guyon, E., Hulin, J.P., et Petit, L, Hydrodynamique physique, éditions du CNRS, Paris, 506 p., 1991.
- Habersack, H.M., and Laronne, J.B., Bed load texture in an alpine gravel bed river, *Water Resour. Res.*, 37 (12), 3359-3370, 2001.
- Hancock, G.S., Anderson, R., and Whipple, K.X., Beyond power: bedrock river incision process and form, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 35-60, 1998.

- Hancock, G.S., and Anderson, R., Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 114, 1131-1142, 2002.
- Hartshorn, K., Hovius, N., Dade, W.B., and Slingerland, R.L., Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt, *Science*, 297, 2036-2038, 2002.
- Heller, P.L., Beland, P.E., Humphrey, N.F., Konrad, S.K., Lynds, R.M., McMillan, M.E., Valentine, K.E., Widman, Y.A., and Furbish, D.J., Paradox of downstream fining and weathering-rind formation in the lower Hoh River, Olympic Peninsula, Washington, *Geol. Soc. Am.*, 29, 971-974, 2001.
- H.M.G. of Nepal Undertaking, Nepal Electricity authority, engineering directorate investment department, Middle Marsyandi hydroelectric Project, aug., 1994.
- Hovius, N., Starck, C.P., and Allen, P.A., Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231-234, 1997.
- Howard, A.D., and Kerby, G., Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752, 1983.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M.A., Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99, 13971-13986, 1994.
- Howard, A.D., Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 237-260, 1998.
- Idel’Cik, I.E., Memento des pertes de charge, Collection du centre de recherches et d’essais de Chatou, Eyrolles éd., Paris, 494 p., Traduction de l’ouvrage publié en langue russe sous le titre *Spravotchnik po guidravlitcheskim soprotivleniam*, Moscou, Gosenergoizdat, 1960.
- Jones, L.S., and Humphrey, N.F., Weathering-controlled abrasion in a coarse-grained, meandering reach of the Rio Grande: implications for the rock record, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 1080-1088, 1997.
- Kellerhals, R., and Bray, D.I., Sampling procedure for coarse fluvial sediments, *J. Hydr. Div.*, ASCE, 97 (8), 1165-1180, 1971.
- Kenn, M.J., and Garrod, A.D., Cavitation damage and the Tarbela Tunnel collapse of 1974, *Proc. Instn Civ. Engrs*, Part 1, 70, 65-89, 1981.
- Knighton, A.D., Longitudinal changes in the size and shape of stream bed material: evidence of variable transport conditions, *Catena* 9, 25-34, 1982.

- Kodama, Y., Downstream changes in the lithology and grain size of fluvial gravels, the Watarase River, Japan: evidence of the role of abrasion in downstream fining, *J. Sedim. Res.*, A64, 68-75, 1994a.
- Kodama, Y., Experimental study of abrasion and its role in producing downstream fining in gravel-bed rivers, *J. Sedim. Res.*, A64, 76-85, 1994b.
- Koons, P.O., The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the southern Alps, New Zealand, *Am. J. Sciences*, 289, 1041-1069, 1989.
- Krishnappan, B.G., and Engel, P., Critical shear stresses for erosion and deposition of fine suspended sediments in the Fraser River, prepared for Environment Canada, DOE FRAP 1994-13, 18 p., 1994.
- Krumbein, W.C., The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rocks fragments, *J. of Geol.*, XLIX, 482-520, 1941.
- Kuenen, Ph.H., Experimental abrasion of pebbles: 1. Wet sandblasting, *Leidse Geol. Meded.*, 20, 142-150, 1955.
- Kuenen, Ph.H., Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current, *J. of Geol.*, 64, 336-368, 1956.
- Kuenen, Ph.H., Experimental turbidite lamination in a circular flume, *J. of Geol.*, 74, 523-545, 1966.
- Kukul, Z., The rate of geological processes, *Earth-Science Reviews*, 28, 284 p., 1990.
- Lavé, J., and Avouac, J.P., Active folding of Fluvial Terraces across the Siwaliks Hills (Himalayas of Central Nepal), *J. Geophys. Res.*, 105, 5735-5770, 2000.
- Lavé, J., and Avouac, J.P., Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalaya of Central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 106, 26561-25593, 2001.
- Lavé, J., and D. Burbank, Denudation rates and patterns in the Transverse Ranges, Southern California, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Lee, H-Y., and Hsu, I-S., Investigation of saltating particle motions, *J. Hydr. Engrg.*, ASCE, 120 (7), 831-845, 1994.
- Le Fort, P., Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision, in Coward, M.P., and Ries, A.C., eds, *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 159-172, 1986.
- Mezaki, S., and Yabiku, M., Channel morphology of the Kali Gandaki and the Narayani rivers in central Nepal, *J. Nepal Geol. Soc.*, 4, 161-176, 1984.
- Meyer-Peter, E., and Muller, R., Formulas for bed-load transport, *Proc. Second Meeting Int. Assoc. Hydraul. Res.*, 2, 39-64, 1948.

- Mikos, M., Fluvial abrasion of gravel sediments – Field investigation of the River Alpine Rhine, experimental study in the abrasion set-up and mathematical modeling of the laboratory processes, *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, ETH Zurich, 1993.
- Mikos, M., and Jaeggi, M.N.R., Experiments on motion of sediment mixtures in a tumbling mill to study fluvial abrasion, *J. Hydraul. Res.*, 33, 751-772, 1995.
- Molnar, P., and England, P., Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg ?, *Nature*, 346, 29-34, 1990.
- Montgomery, D.R., Abbe, T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P., Schmidt, K.M., and Stock, J.D., Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins, *Nature*, 381, 587-589, 1996.
- Nikuradse, J., Strömungsgesetze in rauchen rohren, VDI, 361, 1933.
- Niño, Y., and Garcia, M., Gravel saltation: 1. Experiments, *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1907-1914, 1994a.
- Niño, Y., and Garcia, M., Gravel saltation: 2. Modeling, *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1915-1924, 1994b.
- OECD, Glossary of terms and definitions in the field of friction, Organization for Economic Cooperation and Development (OCDE), 1969.
- Paola, C., Parker, G., Seal, R., Sinha, S.K., Southard, J.B., and Wilcock, P.R., Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume, *Science*, 258, 1757-1760, 1992.
- Parker, G., and Klingeman, P.C., On why gravel bed streams are paved, *Water Resour. Res.*, 18 (5), 1409-1429, 1982.
- Parker, G., Surface based bedload transport relation for gravel rivers, *J. Hydr. Res.*, 20(4), 417-436, 1991.
- Parker, G., Selective sorting and abrasion of river gravel, I theory, *J. Hydr. Engrg., ASCE*, 117(2), 131-149, 1991.
- Pearce, T.H., Short distance fluvial rounding of volcanic detritus, *J. Sedim. Petrol.*, 41, 1069-1072, 1971.
- Pettijohn, F.J., Sedimentary rocks, New York, Harper and Bros, 526 p., 1949.
- Pratt, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., and Ojha, T., Impulsive alluviation during Early Holocene strengthened monsoons, Central Nepal, Himalaya, *Geology*, 30 (10), 911-914, 2002.

- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath, A., and Ojha, T., Landscape disequilibrium on 1,000 to 10,000 year scales, Marsyandi River, Nepal, central Himalaya, in press, *Geomorphology*.
- Rayleigh, Lord, The ultimate shapes of pebbles, natural and artificial, *Royal Society Proceedings*, London, Ser. A, 181, 107-118, 1942.
- Rayleigh, Lord, Pebbles, natural and artificial: their shape under various conditions of abrasion, *Royal Society Proceedings*, London, Ser. A, 182, 321-335, 1944.
- Schelling, D., The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya, *Tectonics*, 11, 925-943, 1992.
- Schmeeckle, M.W., and Nelson, J.M., Direct numerical simulation of bedload transport using a local, dynamic boundary condition, *Sedimentology*, 50, 279-301, 2003.
- Schoklitsch, A., Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flussläufen, Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Sitzungsber, 142, 343-366, 1933.
- Schumm, S.A., and Stevens, M.A., Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers, *Geology*, 1, 37-40, 1973.
- Searle, M.P., Extensional and compressional faults in the Everest-Lhotse massif, Khumbu Himalaya, *J. Geol. Soc. London*, 156, 227-240, 1999.
- Seidl, M.A., and Dietrich, W.E., The problem of channel erosion in bedrock, in *Functional Geomorphology: Landform Analysis and Models*, Schmidt, K.H., and de Ploey, J., Catena Supplement 23, 101-124, 1992.
- Shaw, J., and Kellerhals, R., The composition of recent alluvial gravels in Alberta river beds, *Alberta Research Council Bulletin*, 41, 151 p., 1982.
- Sklar, L., and Dietrich, W.E., River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 237-260, 1998.
- Sklar, L.S., and Dietrich, W.E., Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 29, 1087-1090, 2001.
- Slingerland, R., Willett, S.D., and Hennessey, H.L., A new fluvial bedrock incision model based on the work-energy principle [abs.], *Eos*, Transactions, American Geophysical Union, 78, p. F299, 1997.
- Sternberg, H., Untersuchungen über Längen- und Querprofile geschiebführender Flüsse, *Zeitschrift für Bauwesen*, 25, 483-506, 1875.

- Stock, J.D., and Montgomery, D.R., Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J. Geophys. Res.*, 104, 4983-4993, 1999.
- Surian, N., Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes, *Geomorphology*, 43, 137-149, 2002.
- Tinkler, K.J., and Wohl, E.E., A primer on bedrock channels, in Tinkler, K., and Wohl, E.E., eds, *Rivers over rock, Fluvial processes in bedrock channels*, American Geophysical Union Monograph 107, 1-18, 1998.
- Tucker, G.E., and Slingerland, R.L., Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments; a numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, 99, 12229-12243, 1994.
- Urbonas, B.R., Forces on a bed particle in a dumped rock stilling basin [M.S. thesis], Fort Collins, Colorado State Univ., 69 p., 1968.
- Wentworth, C.K., A laboratory and field study of cobble abrasion, *J. of Geol.*, 27, 507-522, 1919.
- Whipple, K.X., E. Kirby, and S. Brocklehurst, Geomorphic limits to climatically induced increases in topography relief, *Nature*, 401, 39-43, 1999.
- Whipple, K.X., Hancock, G.S., and Anderson, R.S., River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 490-503, 2000a.
- Whipple, K.X., Snyder, N.P., and Dollenmayer, K., Rates and processes of bedrock incision by the upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska, *Geology*, 28, 835-838, 2000b.
- Whipple, K.X., and Tucker, G.E., Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 107(B2), 10.1029/2000JB000044, 2002.
- Wiberg, P.L., and Smith, J.D., A theoretical model for saltating grains in water, *J. Geophys. Res.*, 90(C4), 7341-7354, 1985.
- Wilcock, P.R., and Southard, J.B., Bed load transport of mixed size sediment: fractional transport rates, bed forms, and the development of a coarse bed surface layer, *Water Resour. Res.*, 25 (7), 1629-1641, 1989.
- Wilcock, P.R., and McArdell, B.W., Partial transport of a sand/gravel sediment, *Water Resour. Res.*, 33 (1), 235-245, 1997.
- Wilcock, P.R., The components of fractional transport rate, *Water Resour. Res.*, 33 (1), 247-258, 1997.
- Willett, S.D., Orogeny and orography: the effects of erosion on the structure of mountain belts, *J. Geophys. Res.*, 106, 28957-28981, 1999.

- Willgoose, G., R.L. Bras, and J. Rodriguez-Iturbe, A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 1, Theory, *Water Resour. Res.*, 27, 1671-1684, 1991.
- Yamanaka, H., and Iwata, S., River terraces along the Middle Kali Gandaki and Marsyandi khola central Nepal, *J. Nepal. Geol. Soc.*, 2, 95-111, 1982.
- Zambelli, G., et Levy, A., Particulate erosion of NiO Scale, *Wear*, 68, 305-331, 1981.
- Zambelli, G., et Vincent, L., *Matériaux et contacts : une approche tribologique*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, Suisse, 337 p., 1998.

# ANNEXES

## Annexe I : Estimation de l'incertitude sur les valeurs de $U_g$ .

L'incertitude sur la détermination de  $U_g$  est la combinaison de l'incertitude sur la distance parcourue par un galet en un tour et de celle liée à l'utilisation de la relation empirique. Pour avoir une idée de l'incertitude maximum, le calcul de :

$$\frac{\Delta U_g}{U_{g(calc)}} = \frac{\sqrt{(U_{g(exp)} - U_{g(calc)})^2}}{U_{g(calc)}} \text{ a été effectué pour chaque valeur expérimentale, avec } U_{g(exp)} =$$

vitesse des galets déduite expérimentalement par chronométrage du galet rose sur un tour et  $U_{g(calc)}$  = vitesse des galets calculée à partir de la formule empirique. En majorant cette incertitude de celle sur la distance parcourue en un tour  $\Delta d / d = 7\%$ , on obtient les valeurs présentées en figure A1.

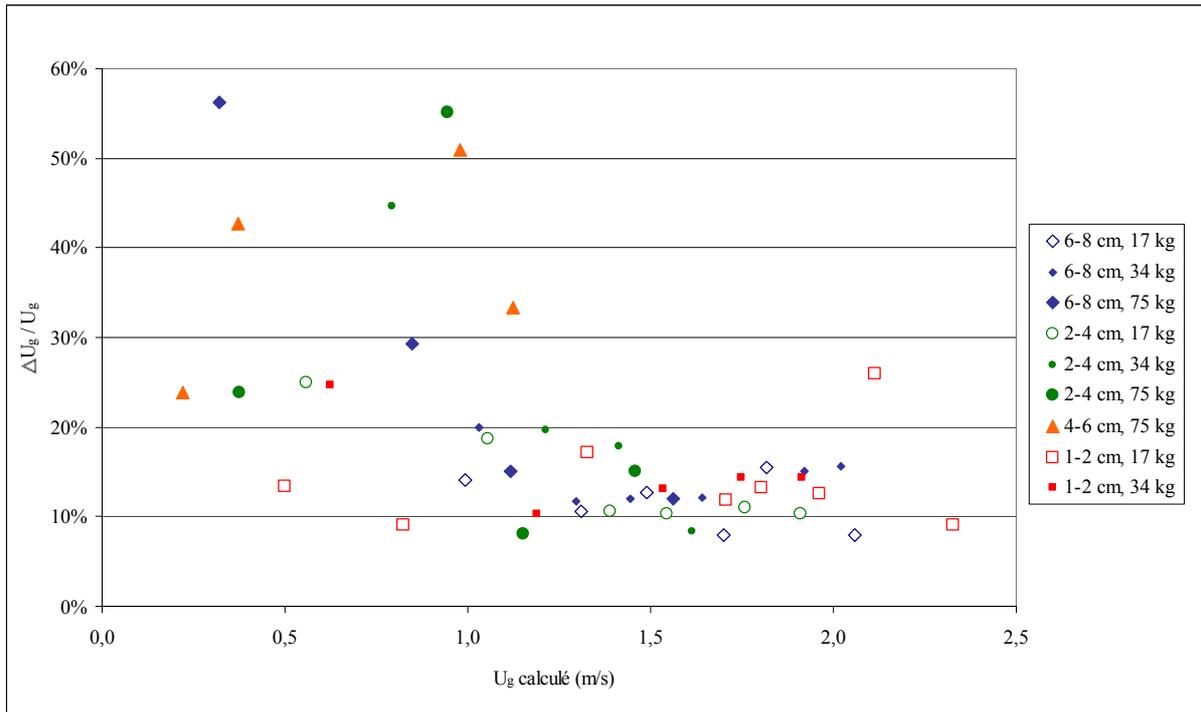


Figure A1 : calcul d'incertitude sur les valeurs de  $U_g$ .

Ce graphique vient confirmer ce qui avait été suggéré à partir des observations expérimentales : l'incertitude croît lorsque l'on se déplace vers les faibles vitesses, en particulier lorsque la quantité de sédiments est importante (expériences à 75 kg). Pour des valeurs de  $U_g$  inférieures à 0,8 m/s, l'erreur est très variable et peut approcher les 60 %. Pour des valeurs de  $U_g$  supérieures à 0,8 m/s, l'erreur sur  $U_g$  est comprise entre 7 et 20 % lorsque l'on considère les expériences à 17 et 34 kg ; cette erreur peut dépasser les 50 % pour les expériences à 75 kg. En revanche, l'erreur n'excède pas 15 % pour des valeurs de  $U_g$  supérieures à 1,5 m/s, et cela quelque soit la quantité de sédiment.

Ces incertitudes devront être prises en compte lors de l'estimation des taux d'érosion (en % de la masse initiale par km), ceux-ci étant calculé en divisant la quantité de matériel érodé par le produit [(masse initiale) x (distance parcourue)] = [(masse initiale) x (durée de l'expérience) x  $U_g$ ].

N° exp.	Dg (cm)	lps. (h)	Q (m³/h)	U ini (m/s)	U fl (m/s)	U g (m/s)	dist. (km)	P initial (g)	GALETS					FRAGMENTS					P érodé (g)	% P initial	% P / km		
									6-8 cm	4-6 cm	2-4 cm	1-2 cm	P final	4-6 cm	2-4 cm	1-2 cm	> 1cm	Canal				Tamis	suspens.
6 1-2	0,58	1	250	3,5	2,4	1,8	3,7	34693				34159	34159	0			534	534	1,54	0,41			
6 1-2		1	250	3,5	2,4	1,8	6,4	34159				33318	33318	0			841	841	2,46	0,38			
6 1-2		2	250	3,5	2,4	1,8	12,8	33318				31809	31809	0			1509	1509	4,53	0,35			
7 1-2		1	180	2,5	1,7	1,2	4,2	31735				31519	31519	0			216	216	0,68	0,16			
7 1-2		2	180	2,5	1,7	1,2	8,4	31519				31067	31067	0			452	452	1,43	0,17			
8 1-2		2	180	2,5	1,8	1,3	9,6	17000				16662	16662	0			338	338	1,99	0,21			
9 1-2		2	180	2,5	1,5	0,4	3,2	72166				71503	71503	0			663	663	0,92	0,29			
10 1-2		1	250	3,5	2,2	1,6	5,8	71275				70387	70387	0			888	888	1,25	0,21			
11 1-2		1	250	3,5	2,5	1,9	6,8	17000				16521	16521	0			479	479	2,82	0,41			
12 1-2		1	320	4,5	3,1	2,3	8,2	17000				16219	16219	0			781	781	4,59	0,56			
13 1-2		1	320	4,5	2,9	2,1	7,7	34135				32569	32569	0			1566	1566	4,59	0,60			
14 1-2		1	320	4,5	2,7	2,0	7,2	71427				69492	69492	0			1935	1935	2,71	0,37			
15 1-2		2	180	2,5	1,6	0,9	6,8	53192				52788	52788	0			404	404	0,76	0,11			
16 1-2		1	250	3,5	2,2	1,7	6,0	53033				52251	52251	0			782	782	1,47	0,24			
17 1-2		1	320	4,5	2,8	2,1	7,4	52961				51412	51412	0			1549	1549	2,92	0,40			
18 1-2	1,08	1	400	5,6	3,2	2,3	8,9	53057				50015	50015	0			3042	3042	5,73	0,64			
19 1-2		1	250	3,5	2,5	1,9	6,7	25444				24899	24899	0			545	545	2,14	0,32			
20 1-2		2	180	2,5	1,7	1,2	8,9	25447				25046	25046	0			401	401	1,58	0,18			
21 1-2		1	320	4,5	3,1	2,2	8,0	25497				24658	24658	0			839	839	3,29	0,41			
22 1-2		1	367	5,1	3,3	2,3	8,4	34044				32317	32317	0			1727	1727	5,07	0,60			
23 1-2		1	250	3,5	2,4	1,8	6,5	34185				33565	33565	0			620	620	1,81	0,28			
24 2-4		1	250	3,5	2,1	1,4	5,0	39060				37091	1102	38193	200	200	29	70	1,71	0,34			
25 2-4		2	180	2,5	1,5	0,7	5,4	39130				38403	322	38725	0		405	405	1,04	0,19			
26 2-4		1	320	4,5	2,7	1,9	6,7	39151				35949	1241	37190	345	345	35	133	1448	1616	4,13	0,61	
27 2-4	0,83	1	384	5,4	3,2	2,2	6,5	38965				35056	1320	36376	300	300	82	152	2055	2289	5,87	0,91	
28 2-4		1	250	3,5	2,0	1,4	4,9	39015				37198	960	38158	112	112	20	50	675	745	1,91	0,39	
29 2-4	0,5	1	385	5,4	3,0	2,1	3,7	50939				48400	1150	49550	176	176	33	95	1085	1213	2,38	0,65	
30 2-4		1	320	4,5	2,4	1,7	6,1	50445				47457	1230	48687	124	124	20	96	1518	1634	3,24	0,53	
31 2-4		1	250	3,5	2,0	1,3	4,7	48356				46907	700	47607	27	27	3	14	705	722	1,49	0,32	
32 2-4	2,07	1	180	2,5	1,4	0,5	4,1	46907				46102	467	46569	9	9	3	326	329	0,70	0,17		
33 2-4	0,5	1	385	5,4	3,3	2,2	4,0	27501				26420	331	26751	114	114	20	30	586	636	2,31	0,58	
34 2-4		1	320	4,5	2,8	1,9	6,9	27509				25823	636	26459	51	51	16	30	953	999	3,63	0,52	
35 2-4		1	250	3,5	2,2	1,5	5,5	27499				26423	503	26926	20	20	5	15	533	553	2,01	0,37	
36 2-4		2	180	2,5	1,5	0,8	6,1	27500				26910	268	27178	0	0	3	319	322	1,17	0,19		
37 4-6		1	320	4,5	2,3	1,5	5,3	52388				43422	4902	48324	1422	601	2023	50	480	1511	2642	5,04	0,95
39 6-8	0,5	1	400	5,6	2,8	1,8	3,2	71197	59454			68472	647	67286	542	171	1360	23	376	966	2078	2,92	0,90
40 6-8	0,43	1	470	6,6	3,3	2,1	3,3	71233	65392	1894		67286	1360	67286	583	152	2095	8	303	1541	2587	3,63	1,12
41 6-8	0,5	1	400	5,6	3,1	2,0	3,6	50251	46955	1076		48031	842	48031	294	34	1170	9	136	905	1378	2,74	0,77
42 6-8	0,5	1	330	4,6	2,5	1,6	2,9	50389	48288	1323		49611	0	49611	91	53	144	6	61	567	778	1,54	0,54
43 4-6	0,5	1	400	5,6	3,0	2,0	3,6	52144	46690	1323		2277	46690	2277	1159	390	1549	43	191	1394	2018	3,87	1,08

## ANNEXE II : résultats détaillés des expériences d'abrasion

Annexe III : résultats détaillés des expériences d'abrasion multi-lithologie

Lithology	Structural unit	Initial weight (g)	Abrasion rate (% / km)
Black limestone (Pisang formation)	TS	393,93	2,24
Black limestone (Pisang formation)	TS	438,99	1,46
Black limestone (Pisang formation)	TS	418,45	2,89
Annapurna's metamorphic limestone	TS	259,45	0,37
Annapurna's metamorphic limestone	TS	356,1	0,48
Annapurna's metamorphic limestone	TS	453,04	0,53
Annapurna's metamorphic limestone	TS	712,96	0,28
Black quartzitic schist	TS	186,97	2,10
Black quartzitic schist	TS	477,28	1,86
Black quartzitic schist	TS	651,28	0,36
Grey schist	TS	177	17,44
Graphitic schist	TS	154,3	8,12
White marble	TS ?	251,74	1,85
White marble	TS ?	419,19	1,25
White marble	TS ?	530,49	1,34
Granit	Manaslu granit	400,22	0,52
Granit	Manaslu granit	290,29	0,25
Gneiss F. II	HHC	365,16	0,21
Gneiss F. II	HHC	329,16	0,11
Gneiss F. II	HHC	469,66	0,35
Gneiss F. II	HHC	479,54	0,34
Gneiss F. II	HHC	465,23	0,58
Gneiss F. I	HHC	420,47	1,40
Gneiss F. I	HHC	538,2	1,18
Gneiss F. I	HHC	396,4	2,07
Gneiss F. I	HHC	293,14	1,46
Gneiss F. I	HHC	374,23	0,86
Gneiss F. I	HHC	316,87	0,96
Gneiss F. I	HHC	777,86	0,44
Aplite	HHC	426,03	1,03
White quartzite	LH	263,12	0,16
Grey quartzite	LH	281,71	0,15
White quartzite	LH	433,84	0,13
White quartzite	LH	534,43	0,09
Schist	LH	200,59	11,02
Schist	LH	340,16	19,01
Schist	LH	276,6	9,17
Schist	LH	443,87	18,89
Schist	LH	406,21	26,01
Schist	LH	494,39	38,46
Sericitoschist	LH	383,03	26,22
Graphitic schist	LH	405,6	9,73
Graphitic schist	LH	273,35	4,63
Graphitic schist	LH	567,35	3,73
Kuncha sandstone	LH	361,64	2,20
Kuncha sandstone	LH	249,12	3,24
Kuncha sandstone	LH	215,08	0,65
Kuncha sandstone	LH	355,42	0,92
Kuncha sandstone	LH	604,02	1,73
Kuncha sandstone	LH	365,78	1,53
Kuncha sandstone	LH	499,42	2,52
Kuncha sandstone	LH	274,9	2,45
Kuncha sandstone	LH	677,26	1,19
Sandstone	Siwaliks MDT	489,15	1,22
Sandstone	Siwaliks MDT	372,18	11,11
Sandstone	Siwaliks MDT	193,06	3,42
Sandstone	Siwaliks MDT	374,17	3,54
Sandstone	Siwaliks MFT	125,79	13,84
Sandstone	Siwaliks MFT	146,06	39,84
Quartzite/grès à ciment calcaire ?	Seraphat	375,49	0,71
Quartzite/grès à ciment calcaire ?	Seraphat	418,93	0,31
Quartzite/grès à ciment calcaire ?	Seraphat	920,98	0,14
Limestone	Buëch (France)	385,53	1,42
Limestone	Buëch (France)	437,39	1,03
Limestone	Buëch (France)	443,1	0,99
Limestone	Buëch (France)	540,46	0,91
Limestone	Buëch (France)	660,86	0,49



# Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs

## Résumé

Les reliefs terrestres résultent de la compétition entre deux processus antagonistes : le soulèvement tectonique et l'érosion. A l'échelle d'une chaîne de montagne, les rivières constituent les agents du modelé des paysages les plus importants : en réponse au soulèvement, elles s'incisent dans les massifs rocheux et contrôlent ainsi l'abaissement progressif du niveau de base pour les processus d'érosion des versants, notamment les glissements de terrain. Elles assurent de surcroît l'évacuation des produits de l'érosion de la chaîne sous forme de charge dissoute, de charge en suspension ou de charge de fond. Cette dernière interagit avec le substrat rocheux de la rivière et en contrôle la vitesse et le mode d'abrasion. Une bonne compréhension et une quantification des processus d'abrasion liés aux interactions entre les galets et le fond rocheux est donc nécessaire pour comprendre l'évolution des paysages montagneux.

Dans cette optique, nous avons réalisé une étude expérimentale basée sur un dispositif inédit dans lequel nous reproduisons de manière relativement réaliste les processus d'abrasion effectifs en rivière naturelle. Par rapport aux précédentes études, nous confirmons le contrôle exercé par la lithologie des matériaux et par la vitesse des particules, avec notamment une relation entre le taux d'abrasion et l'énergie cinétique des galets. La dépendance vis-à-vis de la taille des particules est cependant complexe à décrire par une loi simple ; par exemple, la tendance observée au sein de matériel hétérogène granulométriquement va à l'encontre de ce que l'on observe lorsque l'on utilise du matériel calibré : plus les particules sont petites, plus elles s'érodent rapidement. Ces premiers résultats, même s'ils nécessitent d'être caractérisés plus finement dans le cadre d'expériences futures, indiquent que l'abrasion des galets comme celle du substrat rocheux dépend fortement de nombreuses variables et que la charge de fond exerce un contrôle majeur sur la géomorphologie du réseau fluvial et sur son évolution.

En combinant cette étude à une étude de terrain en contexte orogénique actif (vallée de la Marsyandi, Himalaya), là où l'évolution des caractéristiques des sédiments vers l'aval peut être interprétée en terme d'abrasion au cours du transport, de nouvelles vues sur les modalités d'approvisionnement et de transport des sédiments et sur les interactions entre ceux-ci et le substrat des rivières ont pu être proposées. Nous montrons en particulier que l'évolution de la granulométrie des alluvions vers l'aval reflète principalement l'influence des sources et les modalités de transport. Les taux de réduction de taille mesurés sur le terrain ne peuvent donc pas être directement comparés à des taux d'abrasion. En revanche, l'abrasion des galets peut être mise en évidence par l'évolution des proportions lithologiques vers l'aval, celle-ci étant moins sensible aux effets de source et de transport. On parvient, via un modèle numérique simple, à réconcilier pour la première fois les taux d'abrasion obtenus expérimentalement et ceux déduits des observations faites le long de la rivière.

Nos résultats de terrain et expérimentaux soulignent enfin l'importance de la distribution spatiale et temporelle des zones d'apport et de leurs caractéristiques et confirment le rôle majeur joué par la lithologie du substrat rocheux et de la charge de fond en terme de contrôle des processus tectoniques et de dénudation, et par conséquent en terme d'évolution à long terme des chaînes de montagne.

Mots-clé : érosion, galets, transport fluvial, incision fluviale, chaînes de montagne, étude expérimentale, Himalaya.