HAL
open science

# Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne. Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère

Guillaume Antoine

## To cite this version:

Guillaume Antoine. Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne. Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère. Sciences de l'environnement. Thèse, Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement, Université Grenoble, 2013. Français. NNT : . tel-02599300

**HAL Id: tel-02599300**

**https://hal.inrae.fr/tel-02599300**

Submitted on 16 May 2020

**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.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

# THÈSE

Pour obtenir le grade de

## DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par


## Germain ANTOINE


Thèse dirigée par **Michel ESTEVES**
et codirigée par **Magali JODEAU et Benoît CAMENEN**

préparée au sein **du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement**
et de **l'école doctorale Terre Univers Environnement**

# Dynamique des matériaux en suspension le long de rivières aménagées de montagne

Exemple de l'Arc en Maurienne et de l'Isère

Thèse soutenue publiquement le **23 septembre 2013**,
devant le jury composé de :

**Anton SCHLEISS**
Professeur à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Président
**Sandra SOARES-FRASAO**
Professeur à l'Université Catholique de Louvain, Rapporteur
**Alain CRAVE**
Chargé de Recherches HDR à Géoscience Rennes, Rapporteur
**Michel ESTEVES**
Directeur de Recherches à l'IRD, Directeur de thèse
**Magali JODEAU**
Ingénieur Chercheur Expert à EDF R&D, Co-Directeur de thèse
**Benoît CAMENEN**
Chargé de Recherches à l'ISTREA, Co-Directeur de thèse

« Même avec une vision différente de la nôtre, le poisson rouge peut quand même formuler des lois scientifiques qui régissent le mouvement des corps qu'il observe au travers de son bocal. [...] Si le poisson rouge formulait une telle théorie, nous serions alors obligés d'admettre sa vision comme une image valable de la réalité. »

Stephen Hawking, *Y a-t-il un grand architecte de l'Univers ?*

« Le criquet
regarde intensément
le profond de la terre. »

Yamaguchi Seishi

# Avant-propos et remerciements

« Je n'ai malheureusement pas de sujet de thèse à vous proposer à l'issue du stage, mais nous travaillons avec plusieurs partenaires qui en proposeront sûrement cette année ». Telle a été la première réponse de Magali à mes questions d'orientation posées au début de mon stage de Master, formulée comme à l'habitude avec cette superbe retenue qui empêche clairement son interlocuteur de trop s'emballer, mais qui lui permet de rester optimiste malgré tout. La suite de l'histoire montrera bel et bien l'existence de ces partenaires, mais également d'un sujet de thèse commun entre EDF et ces derniers : le transport des MES sur l'Arc et l'Isère. Et c'est lors d'une première visite de terrain dans cette vallée de la Maurienne, à première vue peu hospitalière, que je rencontrais Michel et Benoît, accompagnés de quelques autres personnes, afin qu'ils puissent statuer sur mon sort. « Ouf ! C'est bon, ils ont dit oui. J'ai dû choisir le plat qu'il fallait le midi au restaurant... »

A partir de là, tout est allé très vite : une première année dans les locaux de l'Irstea de Lyon (alors Cemagref 1er cru « Le quai Chauveau »), mais en passant régulièrement du temps au LNHE, à Chatou. Puis deux années à Chatou, en passant régulièrement du temps à Lyon. Ah oui et bien sûr plusieurs jours entrecalés au LTHE à Grenoble, sans compter les semaines de formation de l'école doctorale TUE. Il faut passer du temps sur le terrain pour comprendre le site ? C'est parti ! On monte dans le Jumpy avec Fabien ! Bon en fait il va falloir passer beaucoup de temps sur ce site... Il faut récupérer des données ? Mais pourquoi moi ? Tant pis, c'est comme ça. Direction la DTG pour assister à des combats impressionnants entre François et Castor derrière le PC. Il y en a aussi à la DDT de Savoie ? Bonjour Christophe ! Et puisque que je suis à Chambéry, autant en profiter pour aller au CIH faire quelques mesures de vitesse de chute avec Marie, Anne et Stéphane. La pipette est un peu petite ? Je crois qu'à l'IMFS ils sont mieux équipés... Ok on va à Strasbourg. Et quand tu auras deux secondes, il faudra inscrire en dur ces deux dates dans ton agenda : cette année-là RCEM aura lieu à Pékin (la classe !), et cette année-ci River Flow aura lieu au Costa Rica (no comment).

Voici donc ce qui se cachait derrière ces trois mots « faire une thèse » ! Et moi qui pensais rester tranquillement derrière mon PC pendant trois ans à faire des calculs... Bon an, mal an, j'ai quand même trouvé un peu de temps pour travailler (sûrement dans le train) et ce manuscrit en synthétise les résultats. Il est aussi pour moi l'occasion de remercier toutes les personnes avec qui j'ai eu la chance d'interagir, et qui ont donné jour après jour plus de consistance à ce travail.

Je remercie donc tout d'abord monsieur Anton Schleiss, pour avoir accepté de présider le Jury de thèse lors de la soutenance, et pour m'avoir fait part de précieuses remarques. Je remercie également madame Sandra Soares-Frasao et monsieur Alain Crave pour avoir accepté de relire mon travail pendant les vacances d'été, et pour leurs nombreuses remarques constructives.

Je remercie ensuite Michel Esteves pour avoir dirigé ce travail de thèse. Réalisé au sein de plusieurs entités, ce travail de thèse avait besoin d'un capitaine de navire au professionnalisme et au tact sans faille. J'ai trouvé ces deux qualités en ta personne, auxquelles il faut bien sûr ajouter ta bienveillance et ton immense sympathie, qui m'ont permis de bâtir le socle nécessaire pour m'épanouir en tant que futur chercheur.

Merci à Benoît Camenen d'avoir également encadré mon travail. Les longues discussions scientifiques que nous avons pu avoir, les interminables débats diligentés par ton intarissable esprit critique et ta passion pour la Recherche en général m'ont appris à me remettre en question à chaque nouvelle action scientifique, chaque nouvelle idée.

Viennent enfin tout naturellement mes remerciements à Magali Jodeau, qui m'a encadré depuis mon stage de Master. J'ai vécu ces trois années et demie d'encadrement comme une incroyable émancipation intellectuelle, rendue possible par la liberté et la confiance que tu m'as toujours accordées. Tu as su orienter cette liberté avec beaucoup d'intelligence et de finesse, et la relation hiérarchique s'est progressivement transformée en une complicité scientifique et humaine qui continue encore aujourd'hui. Merci aussi pour m'avoir encouragé et soutenu dans mes choix de carrière.

Merci à monsieur Laurent Perotin, alors chef du Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement, pour avoir accepté le financement de la thèse, ainsi qu'à monsieur Jean-Daniel Mattei pour avoir gardé une oreille attentive à mes projets. Merci à l'ANRT pour son soutien financier par la labellisation CIFRE du sujet de thèse.

Je remercie bien sûr les membres du comité de pilotage de la thèse, qui ont suivi mon travail pendant trois ans : Jacques Sainte-Marie de l'INRIA, Nicolas Gratiot du LTHE, Giovanni De Cesare de l'EPFL et Christophe Dall'Osto du conseil général de Savoie. Merci pour les échanges très intéressants que nous avons eu, et pour m'avoir donné de précieux conseils.

Merci également au comité de pilotage « opérationnel » qui a suivi mon travail depuis les unités d'ingénierie d'EDF : Eric Laperrousaz et Eric Valette du CIH, François Lauters de la DTG et Céline Bouvier et Philippe Bessy de l'UP Alpes. Merci à ces trois entités d'avoir assuré un support humain, financier et scientifique au travail de thèse, en particulier à la partie mesure sur site.

Merci à madame Céline Cheviet, puis à monsieur Réza Issa, de m'avoir accueilli au sein du groupe P73 du **LNHE à Chatou**. Merci à Jean-Pierre Bouchard, Nicole Goutal et Frédéric Hendrickx pour les échanges techniques que nous avons eu, mais aussi pour votre grande sympathie. Merci à Kamal pour les échanges sur le transport solide que nous avons pu avoir, et aussi pour les excellents moments passés un peu partout dans le monde au gré des destinations de conférence. Merci à Anne-Laure pour ta contribution aux mesures de vitesse de chute et les moments très sympathiques passés au labo sédimento. Merci à mes deux collègues de bureau, en particulier pour avoir survécu aux cures intensives de Francky Vincent : Laurent Coron et Pierre Brigode. Laurent, ne m'oublie pas si tu cherches quelqu'un pour ton prochain film de dictateur exotique. Pierre, tu as toujours mon numéro si tu souhaites prendre des cours particuliers de Beat Box ➯ BANG BANG ! Merci à toutes les autres personnes qui ont partagé mon bureau : Pauline, Gilbert, Fred, Céline, Lucie, Etienne, Emeline, Adil, Marion, Cécile et pour quelques heures Lauriane. Merci au trio des Nicolas : Nicolas M. pour ta présence dans les moments pénibles et les échanges gastronomiques, Nicolas R. pour les bonnes blagues le matin au café (bon en fait 24h/24) et Nicolas C. pour les discussions sédimentaires et les petites bières (c'est juste pour la rime bien entendu). Merci à Pascale, puis à Super Rachid pour m'avoir facilité la vie de façon remarquable pendant trois ans. Pour la vie de groupe merci enfin à Cédric, Fabrice, Catherine, Riad, Martin, Marion, Rayna, Sophie, Vito, Eric, René, Pascal, Martine, Patrick, Pietro, Marie, Yvan, Pablo, Sara, Antoine, Amélie et Yoann. Merci à toute l'équipe d'ultimate, en particulier aux piliers comme Seb, Mounir et Manon. Merci à tous les agents, stagiaires et thésards du LNHE avec qui j'ai passé des moments très agréables.

Je remercie monsieur Michel Lang, ainsi que monsieur André Paquier de m'avoir accueilli au sein de l'équipe HHLY de l'**Irstea Lyon**. Un grand merci à Jérôme Le Coz pour l'intérêt que tu as porté à mon travail et les nombreuses discussions en triplex avec Benoit qui en ont résulté. Un énorme merci aussi à Eric Sauquet pour avoir veillé à ce que la partie « hydrologie sédimentaire » de ma thèse tienne debout. Merci à Sébastien Proust et Jan-Baptiste Faure pour leurs conseils dans la construction du travail sur le transport en lit composé. Merci à mon partenaire de thèse Mohamed Jaballah, que d'aucuns surnomment Momo, et qui a partagé avec moi le bureau du rdc quai Chauveau, ainsi que de nombreuses campagnes de mesure et un périple mémorable en Chine. Merci à Marina Launay pour tous ces moments passés ensemble à partager nos expériences de thésards, mais aussi pour avoir eu le courage d'ouvrir avec moi le bal salsa du dîner de gala à River Flow au Costa Rica (RESPECT) ! Merci à P.H.B pour m'avoir supporté à temps partiel dans ton bureau à la Doua (RESPECT) ! Merci à Stéphanie Moore pour ces instants partagés et ton aide dans la phase de lancement du travail sur la vitesse de chute. Merci aux deux fées de HHLY, Anne et Hélène, pour leur douceur et leur redoutable efficacité. Merci à toute l'équipe HHLY au sein de laquelle a régné une super ambiance : Anne-Laure, Audrey, Lionel, Jean-Phillippe (pour ton rire), Sabine (pour avoir le même), Benjamin, Flora, Lucie (encore toi ! ➯ BANG BANG !), Martin (alias Tiny Tim), Raphi, Marko, Marguerite, Timothée (imposteur !), Laetitia, Valentin, Laurent, Yoann, Lucas, Nicolas, Claire, Emilie, Carla, Ignazio, Sonia, Clotaire, Xun, Mériem, Céline et tous ceux que j'oublie au moment où j'écris ces lignes mais qui méritent d'y apparaître. Merci à mes collocs Elsa, Marion et Thomas, pour ces moments de vie commune, ces débats incroya-

blement musclés et ces soirées fabuleuses et récurrentes rassemblant dans un même lieu le Cemagref et l'UMR 5600. Spéciale dédicace à Marithé pour les cuisses de grenouille du vendredi. Merci aux membres de Com'Eau Labo pour cette expérience associative très intéressante autour de ce beau projet : Bertrand, Elsa, Jérémie, Emeline, Camille, Virginie, Martin, Silvia et Véronique. Merci enfin au Mi Barrio de n'avoir fermé qu'à la fin de ma thèse.

Merci à monsieur Thierry Lebel de m'avoir accueilli au sein du **LTHE à Grenoble**. Merci à Nicolas Gratiot et Julien Némery pour les nombreux échanges que nous avons eu autour de mon travail de thèse. Merci également aux autres membres de l'équipe River avec qui j'ai eu la chance d'interagir : Guillaume, Cédric et Philippe. Merci au groupe de thésards de m'avoir toujours si bien accueilli : Thomas Grangeon (Drinking some Whiskies on the Road !), Solène (merci aussi à tes collocs pour les nombreux hébergements !), Oliv' et Violaine, Tonio, Benoit, Thomas Geay, Thomas Morlot, Marine ( ? ?), Stéphanie (méfiez vous tous les trois : le ninja style n'est jamais très loin !), Hernan, Valentin (the floc Master), Lise, Baptiste, Pauline (dite PouPoule), Joris, Annette, Mohammed, Phuong, Camille et tous les autres. Merci pour ces parties endiablées d'ultimate et gardez en tête qu'il reste une revanche à jouer ! Merci à l'école doctorale TUE, et en particulier à monsieur Jean Braun et madame Christine Bigot, pour avoir été aussi souples dans la gestion de ma thèse entre tous ces endroits géographiques.

**La Mesure**... Vaste gros mot pour moi avant le début de ma thèse, j'ai appris à me rendre compte de l'étendue de cet immense univers, indispensable à la Science, où le chercheur, comparable à une fourmi, soustrait au monde qui l'entoure de maigres informations dans l'espoir d'en comprendre le fonctionnement. Et ce maigre espoir de réussite serait réduit à néant en cas d'absence d'une rigueur profonde et systématique dans l'application des protocoles. Merci à Fabien Thollet de l'équipe HHLY, qui m'a montré comment mettre en pratique cette rigueur, et qui par son optimisme, sa prévenance et sa gentillesse m'a véritablement donné goût au terrain. Merci à Marie, qui par un miracle de la génétique s'est vue insufflée toutes ces qualités en travaillant aux côtés de Fabien. Merci aussi à Mickael et Guillaume de m'avoir donné des coups de main quand il le fallait. Merci à Jean-Pierre Laskowski de m'avoir indiqué l'existence oubliée d'un superbe préleveur vertical et non, ce n'est pas un « engin de malheur ». Merci à l'équipe Mesure en Nature du LNHE pour leur aide et les bons moments passés sur site ou dans les labos : Véronique, Bruno, Paul, Lamine, Matthieu et Gérard. Merci encore à Thomas Grangeon pour la nuit de mesure à la pipette à la station Grenoble Campus pendant la chasse de 2011. Un immense merci à Hervé Michallet, du LEGI, pour ton aide aux manips en cuve turbulente et aussi pour ta gentillesse nirvanique. Merci également à tous les membres du projet ANR SCAF, en particulier pour la manip commune de vitesse de chute en septembre 2012. Merci beaucoup à Pierre François, de l'IMFS, de nous avoir accueillis et permis d'utiliser la colonne de décantation. Merci à Alexandre Hauet, Gaetan Buannic, Damien Sevrez et Alain Menant de la DTG pour leur précieuse intervention lors des chasses et pour la superbe manip de traçage. Merci à François Lauters, Eric Valette et Philippe Bessy pour leur aide lors des chasses de l'Arc. Merci à Marie-Clémentine Martin, Anne Debecdelièvre et Stéphane Tripoz du CIH pour l'intérêt que vous avez porté aux mesures de vitesse de

chute, et pour la belle collaboration qui s'en est suivie.

Si j'ai pu écrire au début de ces remerciements que la vallée de la Maurienne ne paraissait à première vue que peu hospitalière, ce n'était que pour mieux souligner cette erreur d'appréciation. Merci à Anne Citterio, du SPM, pour les échanges sympathiques et intéressants que nous avons eu. Un énorme merci à Marc Vuillermoz (ou Marco) du restaurant « Le Triandou » à Saint-Alban-des-Villards, de nous avoir si chaleureusement reçu à chaque campagne de mesure. Bravo à la qualité (et à la quantité) de tous ce que tu nous as servi pendant ces trois ans ! Merci à Dame Béatrice d'avoir su réchauffer nos corps et nos coeurs, en nous offrant chaque fois asile en sa demeure.

Merci enfin à ma grand-mère, Paulette, qui en ayant bercé mon enfance d'histoires de vie de laboratoire, m'avait d'ores et déjà convaincu que je trouverai dans le milieu de la Recherche des personnes à fort caractère peut-être, mais aussi d'une incroyable richesse humaine. Merci à mes parents, Sylvie et Michel, de m'avoir donné le goût et la chance de faire toutes ces années d'études, et de nous avoir toujours soutenus et encouragés, mes frères et moi, à aller au bout de nos projets. Pour terminer, merci à toi Coline, pour avoir écrit avec moi cette nouvelle page de vie... Et merci d'avance pour toutes les prochaines.

# Sommaire

**1 Introduction générale** **23**
1.1 Contexte . . . 23
1.2 Problématiques et objectifs . . . 26
1.3 Méthode . . . 27
1.4 Plan, grille de lecture . . . 30

**I Mesure et analyse du transport des MES sur le site Arc-Isère** **31**

**2 Processus physiques gouvernants le transport des MES en rivières** **33**
2.1 Introduction . . . 34
2.2 Définitions, production et caractéristiques . . . 34
2.3 Mécanismes du transport . . . 41
2.4 Dépôt . . . 44
2.5 Erosion . . . 55
2.6 Conclusions . . . 59

**3 Présentation et instrumentation du réseau Arc-Isère** **61**
3.1 Introduction . . . 62
3.2 Présentation du site Arc-Isère . . . 62
3.3 Description des sites et méthodes de mesure du flux de MES . . . 68
3.4 Conclusions . . . 80

**4 Dynamique spatiale et temporelle des flux de MES** **83**
4.1 Introduction . . . 84
4.2 Suivi spatio temporel des flux de MES générés par les chasses de barrage de l'Arc . . . 84
4.3 Echantillonnage d'évènements hydrologiques . . . 92
4.4 Suivi spatio-temporel d'évènements hydrologiques remarquables . . . 103
4.5 Conclusions . . . 107

**5 Bilans sédimentaires et incertitudes** **109**
5.1 Introduction . . . 110
5.2 Méthode d'intégration et calcul d'incertitude . . . 110
5.3 Application aux chasses de barrages de l'Arc . . . 115
5.4 Application aux chroniques de mesure en continu . . . 121

5.5 Application aux évènements hydrologiques échantillonnés . . . . . 127
5.6 Conclusions . . . . . 130

**6 Mesure de paramètres sédimentaires 133**
6.1 Introduction . . . . . 134
6.2 Mesures granulométriques des MES . . . . . 134
6.3 Mesures de la vitesse de chute des MES . . . . . 141
6.4 Analyse des zones de dépôt . . . . . 160
6.5 Conclusions . . . . . 168

**II Modélisation numérique du transport des MES sur le site Arc-Isère 171**

**7 Présentation des codes de calcul 173**
7.1 Introduction . . . . . 174
7.2 Mise en équation du transport, intégration et hypothèses . . . . . 174
7.3 Présentation du code de calcul hydraulique MASCARET . . . . . 181
7.4 Présentation du code de calcul sédimentaire COURLIS . . . . . 186
7.5 Conclusion . . . . . 194

**8 Construction du modèle hydraulique et application aux chasses de barrage 195**
8.1 Introduction . . . . . 196
8.2 Données topographiques, géométrie et maillage . . . . . 196
8.3 Construction du modèle hydraulique . . . . . 202
8.4 Calage et résultats du modèle hydraulique . . . . . 203
8.5 Conclusions . . . . . 212

**9 Transport des MES en lit composé 213**
9.1 Introduction . . . . . 214
9.2 Contexte : problématique des bancs alternés . . . . . 214
9.3 Développement d'une formulation du transport en lit composé . . . . . 219
9.4 Application du modèle de transport en lit composé à la crue de mai 2010 . 226
9.5 Conclusions . . . . . 231

**10 Calibration et modélisation hydro-sédimentaire des chasses de barrage 233**
10.1 Introduction . . . . . 234
10.2 Sensibilité du modèle aux paramètres sédimentaires . . . . . 234
10.3 Modélisation d'épisodes réels de chasse de barrage . . . . . 240
10.4 Discussion . . . . . 246
10.5 Conclusions . . . . . 248

**III Conclusions générales et perspectives** **249**

**11 Conclusions générales et perspectives** **251**
11.1 Conclusions . . . . . 251
11.2 Perspectives . . . . . 255

**Bibliographie** **258**

**A Géographie du site d'étude** **271**

**B Mesures de vitesse de chute sous conditions turbulentes** **273**

**C Méthode d'interpolation des profils par lignes directrices** **275**

**D Mesures de hauteurs de dépôt sur le lit de l'Isère** **277**

**E Mesures et calcul du coefficient de dispersion longitudinal** **279**

**F Sensibilité du modèle à la fréquence de couplage hydro-sédimentaire** **281**

# Table des figures

1.1 Confluence de l'Arc avec le torrent du Pousset : érosion du cône de déjection du torrent lors de la crue du 21 juin 2013 (photo P. Negrello) . . . . . 24
1.2 Vidange de la retenue de Verbois lors de la chasse du Rhône de 2012 (source inconnue) . . . . . 26
1.3 Dépôt de sédiments fins sur les berges de l'Isère (a) (Dall'Osto, 2008) et dans la retenue de Saint-Martin-La-Porte (b) (Camenen, 2007) . . . . . 28

2.1 Les aiguilles d'Arves depuis la Grave . . . . . 34
2.2 Différence entre charriage et suspension (Pinto Martins (2008) [112]) (a) Courbe de Hjulstrom ([54]) de classification des sédiments par rapport au transport (b) . . . . . 35
2.3 Diagramme conceptuel présentant les liens entre sphéricité et dimension fractale (Droppo, 2005)[30] . . . . . 38
2.4 Diagramme conceptuel des mécanismes de floculation (Dyer 1988) [33] . . 40
2.5 Effet de la non-uniformité des vitesses sur les dispersions transversales à gauche et verticales à droite (d'après Rutherford (1994) [122]) . . . . . 42
2.6 Exemple de diagramme conceptuel concentration débit : boucle anti-horaire (Williams, 1989 [148]) . . . . . 43
2.7 Exemple de diagramme conceptuel concentration débit : forme de huit (Williams, 1989) [148] . . . . . 43
2.8 Régimes de chute d'une particule en fonction du Reynolds de grain ($R_e^*$) (Bridge, 2003 [16]) . . . . . 45
2.9 Bilan de masse sur un volume dV d'un fluide au repos . . . . . 47
2.10 Profil spatio-temporel de la vitesse de chute lors d'un test en colonne de décantation (d'après Gratiot, 2010) [49]. Les couleurs représentent des valeurs de vitesse de chute dont l'échelle est donnée à droite du graphique, en $10^-5$m/s. En abscisses sont indiquées les valeurs temporelles (en minutes) et en ordonnées le numéro des capteurs disposés verticalement le long de la colonne. . . . . 48
2.11 Effet de la concentration sur la vitesse de chute, pour des tests en colonne de décantation ; d'après You (2004) [154] (a) et Gratiot et al. (2005) [50] (b) 49
2.12 Modèle conceptuel de cycle du floc (Droppo et al., 1998 [29]) . . . . . 50
2.13 Répartition verticale des contraintes tangentielles dans une section (Vasquez, 2007) [141] . . . . . 51
2.14 Lien entre flux déposé et concentration : comparaison entre un écoulement turbulent et un fluide au repos (Gratiot et al., 2005) [50] . . . . . 53

2.15 Profils verticaux d'intensité turbulente et de concentration pour différentes concentrations initiales (Gratiot et al. 2005) . . . . . 54
2.16 Résultats de tests d'érosion réalisés en canal de laboratoire. Sur les deux graphiques, la contrainte est représentée et augmente par paliers successifs au cours du temps. A gauche, l'évolution temporelle de la concentration est tracée et à droite l'évolution de la masse érodée (Sanford et al., 2001) [127] . . . . . 56
2.17 Effet de la consolidation d'un lit sur la remise en suspension (Stone, 2008) [130] . . . . . 58

3.1 Présentation globale du site d'étude et de son bassin versant . . . . . 63
3.2 Exemple de sous-bassin versant producteur de MES (source : Gidon) . . . 64
3.3 (a) Rupture de digue causée par la crue de l'Arc de juin 1957 (b) Inondation dans une rue de Modane (source photos : Rail Savoie) . . . . . 65
3.4 (a) Ouverture progressive des vannes de SMLP (Source : M. Jodeau) (b) Hydrogramme de projet en sortie de SMLP . . . . . 67
3.5 (a) Prise de vue aérienne du bassin de Longefan en 2001 (Source : Geoportail) (b) Curage mécanique du bassin de Longefan (2008) (Source : M. Jodeau) . . . . . 68
3.6 Courbes d'étalonnage MES / Turbidité de (a) la station de mesure Grenoble Campus (station LTHE) (b) la station de mesure Arvan St Arves (station Irstea). Appareil utilisé dans les deux cas : Hach Lange Solitax SC-Line TS 50 g/L . . . . . 71
3.7 Représentativité de la mesure de concentration en A5 pendant la chasse 2012 73
3.8 Relations entre la turbidité et (a) la concentration massique en MES ou (b) la concentration surfacique . . . . . 75
3.9 Localisation des sites de mesures . . . . . 76
3.10 (a) Station de mesure I3 (Source : C. Dall'Osto, 2010) (b) Station de mesure A1 (Source : F. Thollet, 2011) . . . . . 78

4.1 Comparaison des hydrogrammes de chasse mesurés en A5 et de l'hydrogramme de projet . . . . . 85
4.2 Signaux de débits et de concentrations mesurés en A7 pour les chasses de 2007 (a) et 2009 (c) et en I1 pour les mêmes années ((b) et (d)). Diagrammes C-Q correspondants (e). . . . . 86
4.3 Distributions spatiales des paramètres hydrosédimentaires. pK = 0km au niveau de la confluence Arc-Isère. . . . . 88
4.4 Distribution spatiale des écarts de temps entre le maximum de débit et de concentration . . . . . 89
4.5 Chronique de mesures de débit, de concentrations en MES et de flux instantané à la station I1 (Grenoble Campus) . . . . . 92
4.6 Hydrogrammes médians des populations d'évènements pré-échantillonnées à partir du seuil « chasse » . . . . . 95
4.7 Nombre d'évènements de type « Concentration »(a), « Débits »(b) et « Flux »(c) par mois à la station I1 . . . . . 98

4.8 Exemples caractéristiques d'évènements naturels : débits et concentrations à la station I1 . . . . . 100
4.9 Diagramme C-Q de la crue de mai 2008 mesurés aux sites A5 et I1 . . . . 105
4.10 Diagramme C-Q de la crue de mai 2010 mesurés aux sites A7, I3 et I1 . . . 105
4.11 Diagramme C-Q de la crue de juillet 2011 mesurés aux sites A7, A1, I3 et I1 106
4.12 Diagramme C-Q de la lave torrentielle de juillet 2010 mesurés aux sites A7, I3 et I1 . . . . . 106

5.1 Erreur d'interpolation en fonction de la fréquence d'échantillonnage (échelle log-log) . . . . . 114
5.2 Distribution spatiale des flux intégrés sur l'évènement pour les chasses de barrage . . . . . 116
5.3 Bilans dynamiques entre deux sites consécutifs lors des chasses . . . . . 120
5.4 Flux solides mensuels calculés aux sites de mesure I1 (Campus), I3 (Montmélian), A1 (Chamousset) et A7 (Pontamafrey) . . . . . 123
5.5 Flux liquides mensuels calculés aux sites de mesure I1 (Campus), I3 (Montmélian), A1 (Chamousset) et A7 (Pontamafrey) . . . . . 124
5.6 Bilans de masse dynamiques sur les periodes T2 (a), T3 (b) et T4 (c). . . . 126
5.7 Distribution spatiale des flux calculée pour les épisodes de crue de mai 2008 et mai 2010 . . . . . 129
5.8 Distribution spatiale des flux calculée pour les épisodes de crue de juillet 2011 et de lave torentielle de juillet 2010 et juillet 2011 . . . . . 130

6.1 Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A5 pendant la chasse de 2011 . . . . . 136
6.2 Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A1 pendant la chasse de 2011 . . . . . 137
6.3 Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en I1 pendant la chasse de 2011 . . . . . 137
6.4 Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A5 pendant la chasse de 2012 . . . . . 139
6.5 Distribution transverse dans la section du diamètre médian mesurée en A5 pendant la chasse de 2012 . . . . . 139
6.6 Evolution temporelle des écarts types relatifs de la distribution granulométrique transverse mesurée en A5 pendant la chasse de 2012, et de la concentration moyenne mesurée . . . . . 140
6.7 Evolution temporelle des concentrations mesurée dans la pipette pour différentes concentrations : exemple des vases de SMLP . . . . . 148
6.8 Vitesses de chute en fonction de la concentration pour les vases de SMLP. Influence du protocole de mesure : prélèvements réguliers (P1) ou de plus en plus espacés (P2) . . . . . 149
6.9 Laboratoire de terrain et prélèvement au seau pendant la chasse de barrage de 2011, sur le site A5 . . . . . 150

6.10 Vitesses de chute $W_s$ en fonction de la concentration pour l'échantillon vase de SMLP (plus de 90% de sédiments dont le diamètre est inférieur à 63.5 $\mu$m). Comparaison avec les vitesses de Stokes $W_D$ . . . . . 151
6.11 Vitesses de chute $W_s$ en fonction de la concentration pour l'échantillon Vase / Sable de SMLP (moins de 50% de sédiments dont le diamètre est inférieur à 63.5 $\mu$m). Comparaison avec les vitesses de Stokes $W_D$ . . . . . 152
6.12 Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure A5. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s). 153
6.13 Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure A1. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s). 154
6.14 Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure I1. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s). 154
6.15 Vitesses de chute en fonction de la concentration pour la chasse de 2011, tous sites de mesures confondus (A5, A1 et I1) . . . . . 155
6.16 Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2012, au site de mesure A5. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s). 156
6.17 Vitesses de chute en fonction de la concentration pour la chasse de 2012, au site de mesure A5 . . . . . 157
6.18 Vitesses de chute en fonction de la classe granulométrique correspondante . 159
6.19 Localisation des sites de mesures de dépôt . . . . . 160
6.20 Photographies prises sur le site D1 en mission de reconnaissance . . . . . 161
6.21 Photos aériennes du site D1, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail) . . . . . 161
6.22 Photos aériennes du site D5, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail) . . . . . 162
6.23 Photographies prises sur le site D5 en mission de reconnaissance . . . . . 162
6.24 Photos aériennes du site D9, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail) . . . . . 163
6.25 Photographies prises sur le site D9 en mission de reconnaissance . . . . . 164
6.26 Répartition spatiale de la granulométrie des zones de dépôt, moyennée par site . . . . . 168

7.1 Illustration du problème hydrodynamique et notations . . . . . 174
7.2 Illustration du problème et notations . . . . . 179
7.3 Système MASCARET . . . . . 181
7.4 Vue d'un profil en travers. Description en plusieurs couches sédimentaires . 188
7.5 Evolution schématique du chenal avec COURLIS, sans éboulement de talus (Bertier, 2004 [10]) . . . . . 190
7.6 Schéma numérique de type Volumes Finis . . . . . 193
7.7 Couplage hydro-sédimentaire entre COURLIS et MASCARET . . . . . 194

8.1 Exemples de profils en travers mesurés sur l'Arc (a) et sur l'Isère (b), convertis en abscisse / cote. Les échelles sont différentes sur les deux graphiques. . . . . 199
8.2 Profil en long des points bas de tous les profils en travers mesurés sur l'Arc (abscisses négatives) et l'Isère (abscisses positives) . . . . . 199
8.3 Exemple de deux profils en travers successifs : amont (MJ1) et aval (MJ2) et profils interpolés . . . . . 201

8.4 Définitions des apports latéraux du modèle hydraulique, et des points de contrôle (notations dans le texte) . . . 203
8.5 Répartition spatiale des tronçons de frottement homogène . . . 206
8.6 Hauteurs d'eau modélisées comparées au mesures limnigraphiques aux sites A4 et A3 pour les chasses de 2007 (a et b), 2009 (c et d) et 2012 (e et f) . 207
8.7 Distribution spatiale des volumes liquides intégrés sur la durée de l'évènement de chasse (2010 et 2011) (en $10^6$ $m^3$) . . . 208
8.8 Distribution spatiale des volumes liquides intégrés sur la durée de l'évènement de chasse (2010 et 2011) (en $10^6$ $m^3$) en lit majeur . . . 209
8.9 Distribution spatiale des vitesses instantanées en lit mineur à t=50000s . . 210
8.10 Distribution spatiale des vitesses instantanées en lit majeur à t=50000s . . 210
8.11 Distribution spatiale des hauteurs d'eau maximales instantanées dans la section en travers à t=50000s . . . 211
8.12 Distribution spatiale du nombre de Froude moyen instantané dans la section en travers à t=50000s . . . 211

9.1 Résultats du modèle numérique 2D transverse de James (1985 [59]) pour trois classes granulométriques différentes (Marriott, 1996 [95]) . . . 215
9.2 Distributions transverses des vitesses intégrées sur la verticale de 4 expériences menées en canal par Q. Fraselle (2010) [41] (abbréviations explicitées dans le texte) . . . 216
9.3 Résultats de modélisations numériques 3D réalisés par Nicholas et al. (1996) [100]. Les variations de gris représentent des variations de concentrations en MES . . . 217
9.4 Chenal secondaire végétalisé du site D5 (voir chapitre 6) . . . 218
9.5 Banc végétalisé de l'Isère inondé pendant la crue de mai 2008 (Dall'Osto, 2008) . . . 218
9.6 Relations hauteur - débit pour différentes configurations des expériences de Hu et al. (2010) [56] . . . 222
9.7 Rapports entre la concentration moyenne mesurée dans le lit majeur ($S_{fp}$) et le lit mineur ($S_{mc}$) exprimé en fonction du rapport des vitesses (à droite) et des hauteurs (à gauche) (Hu et al. , 2010 [56]). . . . 223
9.8 Abaques donnant pour plusieurs rapports de coefficients de frottement la relation entre le rapport des concentrations moyennes et le rapport des contraintes moyennes, suivant les experiences de Hu et al. (2010) [56] . . . 224
9.9 Conditions limites amont hydrauliques et sédimentaires pour la crue de mai 2010 . . . 227
9.10 Valeurs de la contrainte $\tau_m$ (Pa) moyennées en chaque profil sur la durée de l'évènement de crue . . . 228
9.11 Valeurs de la contrainte $\tau_M$ (Pa) moyennées en chaque profil sur la durée de l'évènement de crue . . . 228
9.12 Valeurs maximales de la concentration moyenne homogène (en bleu), de la concentration moyenne dans le lit majeur (vert) et de la concentration moyenne dans le lit mineur (rouge) calculées avec le modèle C2 (en g/l) . . 229

9.13 Valeurs des flux intégrés $\Phi$ (a), de flux intégré dans le lit mineur $\Phi_m$ (b) et de flux intégré dans le lit majeur $\Phi_M$ (c) calculées pour les modèles C1 et C2) . . . 230
9.14 Valeurs de variations de la surface sédimentaire des profils en travers pour les deux modèles . . . 231

10.1 (a) Définition des tronçons homogènes (b) Détail de la répartition de la masse initiale par tronçon : pente moyenne, hauteur initiale de sédiment et répartition de cette hauteur entre le lit mineur et le lit majeur . . . 242
10.2 Pour les chasses de 2010, 2011 et 2012 : (a) Conditions aux limites amont de débit (b) Conditions aux limites amont de concentration . . . 243
10.3 Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2010 . . . 244
10.4 Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2011 . . . 245
10.5 Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2012 . . . 245

A.1 Présentation globale du site d'étude et de son bassin versant . . . 271
A.2 Localisation des sites de mesures . . . 272
A.3 Vue de la cuve agitée avec une grille : formation de lutocline . . . 272

B.1 Vue d'un échantillon sous contrainte turbulente : formation d'une interface eau-sédiment . . . 273
B.2 Flux de chute mesuré en condition turbulente, en fonction de la concentration (échelle log-log) . . . 274

D.1 Descriptifs sommaires des zones de dépôts observés les jours suivants la crue de mai 2010 (Dall'Osto, 2012 [25]) . . . 277

E.1 Injection du traceur . . . 279
E.2 Concentrations mesurées en rive droite et modélisées avec $K_x = 20$ m$^2$/s . 280

# Liste des tableaux

3.1 Données disponibles pour les chasses hydrauliques de l'Arc . . . . . 77

4.1 Tableau récapitulatif des vitesses de propagation moyennes (en m/s) pendant les chasses pour chacune des trois variables, du site de changement de signe et d'apparition de la forme en boucle . . . . . 90
4.2 Valeur seuil pour chaque variable $Q$, $C$ et $\phi$ . . . . . 94
4.3 Paramètres a et $\theta$ utilisés pour l'analyse de dépassement de seuil . . . . . 95
4.4 Echantillon d'évènements hydrologiques résultant de l'analyse par dépassement de seuil à la station I1 . . . . . 96
4.5 Tableau récapitulatif des formes et positions relatives des diagrammes C-Q pour les évènements échantillonnés replacés dans la saison . . . . . 102
4.6 Tableau récapitulatif des vitesses de propagation moyennes (en m/s) pendant les évènements hydrologiques échantillonés pour chacune des trois variables, ainsi que la forme du diagramme C-Q et le signe du paramètre $\Delta T$ associé . . . . . 103

5.1 Flux intégrés pour chaque événement de l'échantillon . . . . . 115
5.2 Distribution spatiale et temporelle des bilan de masse sur l'ensemble des chasses . . . . . 117
5.3 Flux intégrés (exprimé en $10^3$ tonnes) sur chacune des périodes T1 (03/2006 ➛ 12/2012), T2 (04/2009 ➛ 11/2012), T3 (09/2009 ➛ 12/2012) et T4 (05/2011 ➛ 08/2012) . . . . . 121
5.4 Bilans de masse calculés à partir des flux intégrés sur les periodes T1 à T4 125
5.5 Flux intégrés sur une durée de l'évènement D pour chaque événement de l'échantillon d'évènements du Chapitre 4. Les flux sont également normalisés par le flux total calculé sur l'ensemble de la chronique et les durées par la durée totale. . . . . 128

6.1 Classes granulométriques moyennes mesurées pour chacun des échantillons de SMLP . . . . . 135
6.2 Classes granulométriques moyennes pour les sites A5, A1 et I1 pour la chasse de 2011 . . . . . 138
6.3 Classes granulométriques moyennes pour le site A5, pour 5 points de prélèvements dans la section pendant la chasse de 2012 . . . . . 140
6.4 Valeurs de vitesses de chute pour les trois exemples de la Figure 6.7. . . . 148
6.5 Valeurs de vitesses de chute moyennes mesurées en laboratoire pour l'échantillon de vase et l'échantillon de vase / sable . . . . . 152

6.6 Valeurs de vitesses de chute moyennes par sites et globales pour la chasse de 2011 . . . . . 155
6.7 Valeurs de vitesses de chute moyennes mesurées en A5 pour la chasse de 2012. Comparaison avec les valeurs de 2011. . . . . 157
6.8 Description qualitative des sites remarquables sélectionnés pour l'étude des zones de dépôt . . . . . 165
6.9 Granulométrie des prélèvements du site D1 . . . . . 166
6.10 Granulométrie des prélèvements du site D5 . . . . . 167
6.11 Granulométrie des prélèvements du site D9 . . . . . 167

8.1 Valeurs de coefficients de frottements de Strickler calibrés pour les chasses de 2010 et 2011 . . . . . 205
8.2 Ecart relatif moyen entre le débit mésuré et modélisé par site de mesure . . . . 206

9.1 Valeurs des coefficients formulés pour l'Équation 9.11 issues de Hu et al. (2010) [56] . . . . . 223

10.1 Paramètres de référence, et variations proposées pour l'analyse de sensibilité 237
10.2 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle pour la variable $\Phi$ . . . . . 238
10.3 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle pour la variable $C_{max}$ . . . . 239
10.4 Récapitulatif des performances qualitatives et comparées des modèles C1 et C2 pour les chasses de 2010 à 2012 et pour la crue de mai 2010 . . . . . 246

F.1 Effet de la fréquence de couplage hydro-sédimentaires : écarts relatifs moyens et maximums calculés pour les variables de Débit, de Concentration et de Flux (en %) . . . . . 281

Chapitre 1

# Introduction générale

## 1.1 Contexte

Le long de son parcours, une rivière interagit avec son lit dans un équilibre instable entre les forces de gravité qui la meuvent et les frottements générés par la rugosité du lit. Cette interaction prend de nombreuses formes le long du cours d'eau, et chaque condition d'écoulement et de frottement engendre un transport particulier de matière solide. En fonction des matériaux disponibles dans le lit et de la nature de l'écoulement, le transport solide peut être de différentes natures : les sédiments les plus fins, comme les limons ou les argiles, seront transportés par suspension, en étant répartis dans toute la colonne d'eau. Les sédiments les plus grossiers, comme les galets, seront transportés près du fond de la rivière par charriage, c'est-à-dire par roulement ou saltation. Ainsi, un cours d'eau emporte avec lui des matières solides qu'il arrache à la surface terrestre lorsque son écoulement est puissant, et laisse derrière lui les éléments les plus lourds lorsque l'énergie vient à lui manquer. Cet équilibre a façonné sur des échelles de temps géologiques les profils en long des rivières que nous connaissons aujourd'hui, de même que les formes qu'elles peuvent prendre localement et sur des échelles de temps plus courtes, comme les méandres ou les formes de lit en tresse.

L'exploitation des ressources naturelles par l'homme et l'aménagement de son environnement a néanmoins rapidement mis à l'épreuve cet équilibre naturel. La couverture végétale des bassins versants a été profondément modifiée par les exploitations agricoles, minières et forestières, rendant ainsi ces surfaces plus vulnérables à l'érosion. Pour des raisons de sécurité, parfois de salubrité, les rivières ont été endiguées et leur lit principal rétréci. Pour favoriser l'agriculture et produire de l'électricité, des barrages ont été construits en travers de leurs lits. Pour les besoins de l'agriculture, de l'hydro-électricité ou de l'industrie en général des prélèvements d'eau sont largement pratiqués. De la même façon, des carrières construites en bord de rivière ont prélevé des quantités importantes de matières solides directement dans le lit de la rivière.

Dans chacun de ces cas d'exploitation ou d'aménagement, les modifications physiques apportées par l'homme se sont exprimées par un fonctionnement différent des processus de transport solide. Les versants montagneux et les parcelles agricoles produisent et transfèrent jusqu'aux rivières une quantité accrue de sédiments, et les contraintes latérales imposées par la construction de digues entraînent un creusement accéléré du lit principal de la rivière. Les prélèvements d'eau provoquent localement une diminution de la capacité de transport de l'écoulement, ce qui entraîne des modifications importantes de la mor-

phologie du lit : phénomènes d'engravement, de pavage ou de dépôt de sédiments fins. La diminution de la capacité de transport peut également empêcher dans certains cas la reprise de matériaux déposés dans le lit par des apports massifs des affluents, comme c'est le cas lors de laves torrentielles provenant de versants montagneux (Figure 1.1).

FIGURE 1.1 – Confluence de l'Arc avec le torrent du Pousset : érosion du cône de déjection du torrent lors de la crue du 21 juin 2013 (photo P. Negrello)

De la même manière, un déficit de matériaux disponibles engendré par l'interruption partielle ou total du transport solide, résultat de la construction d'un barrage ou d'une extraction de matériaux du lit, peut en retour provoquer une érosion progressive et un creusement du chenal. Un creusement du chenal peut entraîner une fixation des bancs surélevés et être accentué du fait du dépôt de sédiments fins sur ces bancs et du développement de la végétation qui en résulte. D'une façon plus globale, un déficit de transport solide à l'échelle de la rivière expose aussi les estuaires et les côtes à des phénomènes importants d'érosion (Coopera et Lemckertb, 2012 [23]). Ces modifications du régime de transport et de la morphologie de la rivière ont enfin des impacts importants sur le milieu aquatique, et en particulier sur la biodiversité. Les habitats écologiques sont moins diversifiés, et la disparition des zones de frayère ou le colmatage des lits de gravier engendrent parfois la disparition d'espèces piscicoles (Malavoi et Bravard, 2010 [88]).

Si les aménagements ont un impact sur les modes de transport solide et la morphologie des rivières, les dynamiques de transport solide peuvent avoir en retour des effets importants sur les aménagements et leur gestion. En particulier, les réservoirs sont soumis à un phénomène de remplissage par des sédiments fins (Morris, 1997 [98]), responsable d'une perte de près de 1% de la capacité mondiale des réservoirs chaque année (Mahmood, 1987 [87]). Le remplissage des réservoirs entraîne de nombreux problèmes liés à l'exploitation et à la sécurité des ouvrages. Par exemple, une accumulation de sédiments proche des vannes de fond des barrages peut entraîner des risques importants liés à la sécurité de l'ensemble de l'ouvrage. De la même manière, une modification du fond des retenues peut exposer les zones urbaines ou agricoles adjacentes à des risques d'inondations plus grands lors de crue. Enfin, du fait du remplissage des réservoirs, ces derniers perdent de leur capacité de stockage, ce qui impacte directement les irrigations agricoles et la production électrique, ainsi que le lit de la rivière en aval des ouvrages, exposé à des restitutions massives de sédiments lors d'opérations de vidange.

Pour lutter contre ces phénomènes de remplissage, plusieurs solutions ont été développées par les exploitants des ouvrages associés à des réservoirs dont les sédiments ne sont pas pollués (voir par exemple Brandt (1999) [15], Bouchard (2001) [13] ou Boillat (2008) [12]). Un premier exemple de solution est de lutter directement contre les apports de sédiments au sein de la retenue, en revégétalisant les versants producteurs de sédiments ou en installant des pièges à sédiments en amont des réservoirs. Il s'agit là de méthodes préventives. Plusieurs méthodes curatives simples mais coûteuses existent par ailleurs : des curages mécaniques des réservoirs peuvent être réalisés. Les matériaux prélevés sont alors stockés en attendant d'être réinjectés dans le lit en aval ou d'être valorisés dans l'agriculture ou dans des matériaux de construction. Des cycles de pompage/dilution peuvent également être pratiqués en respectant certaines contraintes environnementales.

Il existe enfin des solutions plus dynamiques, intégrées dans des tendances globales de transfert hydro-sédimentaire, pour réguler les volumes de sédiments présents dans les réservoirs. Ces solutions peuvent être rassemblées sous le terme générique de *chasses de barrage* : elles consistent à mettre en transparence les barrages par une ouverture partielle ou totale des vannes en crue ou avec des apports liquides amont importants, afin de provoquer une érosion significative par l'écoulement au sein de la retenue. Cette opération a montré son intérêt dans de nombreux cas et est largement pratiquée aujourd'hui en France, par exemple sur la Durance, l'Isère ou le Rhône (Figure 1.2). Elle est également pratiquée dans beaucoup d'autres pays (Brandt (1999) [15], White (2001) [146]). En France, ces opérations de chasse de barrage sont soumises à un arrêté préfectoral et ne sont autorisées que sous réserve du respect de certaines contraintes environnementales. Cependant, encore peu d'études ont été réalisées à ce jour dans le but de quantifier précisément l'impact hydro-sédimentaire de telles opérations à l'aval des ouvrages.

FIGURE 1.2 – Vidange de la retenue de Verbois lors de la chasse du Rhône de 2012 (source inconnue)

## 1.2 Problématiques et objectifs

Dans ce contexte de rivières aménagées, des problématiques de gestion sédimentaire émergent : quelle gestion adopter pour les sédiments fins en rivière aménagée ? Comment gérer des retenues envasées ? Quels sont les effets des restitutions de sédiments sur le cours d'eau aval ?

En particulier, le dépôt des sédiments les plus fins dans le lit de la rivière en aval des ouvrages peut provoquer des phénomènes de colmatage, ou de fixation des bancs surélevés. Les opérations de chasse doivent donc être réalisées en favorisant au maximum le transit de ces sédiments vers l'aval. Pour cela, il est nécessaire de pouvoir répondre aux questions suivantes :

➘ Quels sont les principaux mécanismes de propagation vers l'aval des matières en suspension (MES) remobilisées des ouvrages ?

➘ Est-il possible d'identifier des zones de dépôt et de remise en suspension ? Si oui, quelle est leur importance dans la dynamique sédimentaire globale de la rivière ?

➘ Quelles sont les spécificités de la propagation des MES lors d'opérations de gestion d'ouvrage par rapport au transit naturel, par exemple pendant des épisodes de crue ?

Pour répondre à ces problématiques, ce travail de thèse s'articulera autour de trois principaux objectifs :

- **Comprendre** le transport des MES en rivière à partir d'observations sur un site instrumenté représentatif des rivières aménagées alpines. On s'intéressera à de larges échelles spatiales (de l'ordre de 100 km) ;

- **Construire / proposer** un outil pertinent de modélisation du transfert des MES en rivière ;

- **Vérifier** la capacité de l'outil à reproduire le transport des MES lors d'opérations de gestion sédimentaire, et identifier les verrous à lever pour rendre ces modélisations prédictives.

## 1.3 Méthode

### 1.3.1 Choix du site expérimental

L'Isère forme avec l'Arc en Maurienne, son affluent, un bel exemple de ces interactions à double sens qui existent entre le transport sédimentaire et la gestion des ouvrages hydrauliques. Tout d'abord, il s'agit de deux rivières présentant des flux sédimentaires importants, aussi bien pour le transport de MES (Némery, 2012 [102], Delmas, 2012 [28]), que pour le transport par charriage de matériaux grossiers (Camenen, 2012 [18]). Ensuite, ces deux rivières sont largement aménagées : des barrages sont construits le long du lit de l'Arc en Maurienne et le lit de l'Arc et de l'Isère sont tous deux presque totalement endigués. Du fait des apports solides des versants montagneux, les retenues associées aux barrages de l'Arc se comblent rapidement de matériaux fins (Figure 1.3b). Ce comblement des retenues représente un enjeu pour la production hydro-électrique, du fait de la perte de volume liquide utile qu'il implique. Aussi, pour lutter contre ce phénomène, des chasses hydrauliques sont effectuées chaque année : un écoulement rapide est alors créé au sein des retenues qui sont érodées et vidées d'une partie de ces sédiments. Ces sédiments remis en suspension sont ensuite transportés en aval des ouvrages par l'écoulement.

Par ailleurs, le lit de l'Isère est soumis à un phénomène de fixation des bancs végétalisés. En particulier, de larges dépôts de sédiments fins sur ces bancs végétalisés sont régulièrement observés lors d'épisodes de crues naturelles (Figure 1.3a). Ces dépôts favorisent l'exhaussement de ces bancs ainsi que le développement de la végétation. Ce phénomène entraîne à son tour un creusement du chenal principal, et modifie sur le long terme les risques d'inondations des plaines adjacentes. Pour lutter contre ces phénomènes, les services de l'Etat engagent régulièrement des travaux de curage mécanique dans le lit de l'Isère.

Enfin, ce site d'étude est un site largement étudié et instrumenté depuis plus de 10 ans par le LTHE et l'IRSTEA. De nombreux travaux scientifiques y ont été menés et le site est labellisé « Site Atelier » par le groupement d'étude et d'intérêt scientifique de la ZABR

(a) (b)

FIGURE 1.3 – Dépôt de sédiments fins sur les berges de l'Isère (a) (Dall'Osto, 2008) et dans la retenue de Saint-Martin-La-Porte (b) (Camenen, 2007)

(Zone Atelier Bassin du Rhône). Ces sources d'intérêts multiples, à la fois opérationnelles de la part de EDF, exploitant de la majeure partie du réseau d'ouvrages hydro-électriques sur le bassin versant, et académique de la part des laboratoires de recherche ont permis de construire un volume remarquable de connaissances scientifiques et de données mesurées du transport des MES.

En particulier, un suivi détaillé des épisodes de chasse de barrage de l'Arc est mené annuellement depuis 2005 par EDF, le LTHE et le groupement IRSTEA de Lyon. Ces mesures permettront de mieux comprendre la propagation des flux de MES lors d'épisodes de chasse de barrage, et ces dynamiques pourront être comparées à celles observées pour des évènements naturels grâce au développement d'un réseau de mesure de flux de MES en continu le long de l'Arc et de l'Isère depuis 2006.

### 1.3.2 Choix du modèle

Plusieurs critères ont été formulés pour choisir l'outil de modélisation numérique. Cet outil doit être tout d'abord capable de calculer une évolution spatiale et temporelle des concentrations en MES transportées par des écoulements de type fluvial ou torrentiel. Il est ensuite nécessaire de pouvoir réaliser avec cet outil des calculs sur de grandes échelles spatio-temporelles (100 km pendant plusieurs jours). L'outil doit en outre être utilisé par l'ingénierie à l'issue du travail de thèse, pour tester des scénarios de gestions d'ouvrages hydro-électriques, ce qui implique des temps de calcul raisonnables. Enfin, le modèle doit donner la possibilité de reproduire des données moyennées dans une section en travers, seules données disponibles.

Pour répondre à ces critères, une large gamme d'approches existe : formules empiriques, modèles conceptuels à réservoir (MORDOR, Mano, 2008 [90]) ou encore fonctions de transfert (Lemke, 1991, [80]). Il existe aussi des modèles statistiques simples ou complexes, basés sur une modélisation du transfert par réseaux de neurones par exemple (Cobaner,

2009, [22]). Néanmoins, devant la nécessité de reproduire correctement les phénomènes de dépôt, d'érosion ou d'évolution des fonds, un modèle à base physique est indispensable.

Ce modèle à base physique peut *a priori* être uni-, bi- ou tridimensionnel. Une **approche unidimensionnelle** a cependant été retenue pour plusieurs raisons. Tout d'abord, les grandeurs modélisées doivent être les grandeurs mesurées, qui sont moyennes dans la section. Ensuite, la description des mesures topographiques disponibles pour construire le maillage du modèle ne permet pas de bénéficier de l'avantage d'un code bidimensionnel (un profil mesuré tous les 300 m en moyenne, avec des profils parfois distants de plus de 1 km). Le code de calcul doit en outre permettre de reproduire des évolutions sédimentaires sur de longues durées et sur plus de 100 km avec des temps de calcul raisonnables. Enfin, du fait des fortes vitesses des écoulements et de la longueur du site étudié, il n'existe presque aucune information sur la distribution verticale ou transverse des vitesses de l'écoulement ou des concentrations en MES.

Il existe dans la littérature plusieurs codes de calcul unidimensionnels permettant de modéliser le transport sédimentaire (Papanicolaou, 2008 [106]). Des études de modélisation unidimensionnelle du transport sédimentaire en aval de chasses de barrage ont d'ailleurs déjà été réalisées (Rathburn, 2001 [115] et Fasolato, 2006 [36]). Pour ce travail de thèse, le code de calcul COURLIS (Bertier, 2002 [11]), développé par le LNHE depuis environ 20 ans, a été retenu. Plusieurs raisons justifient ce choix. Tout d'abord, le code de calcul hydraulique (MASCARET) associé au code de calcul sédimentaire a été validé sur de nombreux cas d'études scientifiques, et permet de modéliser des écoulements de type fluvial ou torrentiel, en régime non-permanent. Le code de calcul sédimentaire COURLIS a lui même été validé sur des cas de transport sédimentaire en retenue, dans lesquelles les processus traités sont proches de ceux abordés par ce travail de thèse (Jodeau, 2012 [63], Valette, 2012 [136]). Il s'agit en outre d'un des rares codes de calcul hydro-sédimentaire à modéliser le transport des sédiments cohésifs dans des écoulements torrentiels et transitoires (Papanicolaou, 2008 [106]).

Enfin, une des particularités de COURLIS est de prendre en compte une distribution latérale des contraintes de cisaillement au sein d'un profil en travers, et donc des processus de dépôt et d'érosion. Un travail récent (Villaret, 2013 [142]) a ainsi montré la capacité du code à représenter de façon aussi satisfaisante que des codes de calcul 2D et 3D (TELEMAC) l'évolution des fonds d'une retenue réelle (St Egrève, de configuration rectiligne) et des flux sédimentaires en sortie de barrage. Enfin, les sources du code sont directement accessibles et modifiables pour les développements mis en oeuvre dans cette thèse.

A titre de comparaison, ADIS-TS (développé par l'Irstea (Andries, 2012 [6])) est un outil de calcul conçu pour estimer l'évolution des stocks de sédiments fins sur de très grandes distances de rivière. Ainsi, il utilise de façon indépendante les résultats du code de calcul d'hydraulique MAGE pour des écoulements de type fluvial et ne prend en compte ni l'évolution des fonds, ni la distribution transverse des processus de dépôt et d'érosion. Ce couplage faible et la simplicité relative des processus mis en jeu lui assurent néanmoins une grande robustesse numérique ainsi qu'une rapidité d'exécution exemplaire.

## 1.4 Plan, grille de lecture

Le travail de thèse se décompose en deux parties.

La première partie est consacrée à la mesure et à l'analyse des processus physiques contrôlant le transport des MES le long de l'Arc et de l'Isère. Après une introduction bibliographique détaillant l'état actuel des connaissances pour ces processus (chapitre 2), le site d'étude et son instrumentation sont présentés au chapitre 3. Les mécanismes de transfert des MES lors des chasses de barrages sont ensuite analysés au chapitre 4 et sont comparés à des évènements hydrologiques naturels. Les flux de MES intégrés sur plusieurs pas de temps et d'espace sont analysés au chapitre 5, afin de mettre en évidence les dynamiques de dépôt et de remise en suspension le long du lit des rivières. Enfin, des mesures de caractérisation des particules en suspension sont présentées et analysées dans le chapitre 6 : des mesures de la vitesse de chute des MES, paramètre clé pour comprendre les phénomènes de dépôt et les modéliser, y sont présentées et analysées au regard de mesures granulométriques des MES.

La modélisation numérique hydro sédimentaire des processus observés est l'objet de la deuxième partie. Le modèle choisi est présenté en détail ainsi que les équations du transport unidimensionnel dans le chapitre 7. Un modèle numérique 1D de l'Arc et de l'Isère est ensuite construit et présenté, et des résultats de modélisation numérique hydraulique des chasses de barrage sont analysés dans le chapitre 8. Devant la nécessité de prendre en compte les écoulements sur les bancs alternés du lit de l'Arc et de l'Isère, une formulation permettant de modéliser les transferts de MES entre le lit principal et le lit majeur est développée et testée sur un cas réel de crue dans le chapitre 9. Enfin, une étude de la sensibilité du modèle numérique aux paramètres sédimentaires est menée dans le chapitre 10 pour deux épisodes de chasse de barrage. Un jeu de paramètres hydro-sédimentaire réaliste est fixé et les résultats de modèle sont confrontés aux mesures et discutés pour trois épisodes de chasse (2010, 2011 et 2012).

# Partie I

# Mesure et analyse du transport des MES sur le site Arc-Isère

Chapitre 2

# Processus physiques gouvernants le transport des MES en rivières

## Sommaire


**2.1 Introduction** . . . . . **34**
**2.2 Définitions, production et caractéristiques** . . . . . **34**
2.2.1 Définition et origine . . . . . 34
2.2.2 Caractéristiques physiques des sédiments cohésifs . . . . . 36
**2.3 Mécanismes du transport** . . . . . **41**
2.3.1 Mecanismes physiques . . . . . 41
2.3.2 Relations Concentration - Débit . . . . . 42
**2.4 Dépôt** . . . . . **44**
2.4.1 Vitesse de chute dans un fluide au repos . . . . . 44
2.4.2 Dépôt et contrainte de fond . . . . . 50
2.4.3 Dépôt et turbulence . . . . . 52
**2.5 Erosion** . . . . . **55**
2.5.1 Loi d'érosion . . . . . 55
2.5.2 Effet de la consolidation . . . . . 57
**2.6 Conclusions** . . . . . **59**

## 2.1 Introduction

Il est question dans cette partie de présenter sous la forme d'une synthèse bibliographique l'état actuel de connaissances, concepts et définitions permettant de comprendre les processus physiques qui régissent le phénomène de transport de MES en rivière. Après une définition assez large et une présentation de leurs principales propriétés, seront présentés les principaux aspects du transport de ces matériaux en rivière : les phénomènes liés au transport pur tels que l'advection et la dispersion seront détaillés, puis les phénomènes spécifiquement sédimentaires de dépôt et d'érosion.

## 2.2 Définitions, production et caractéristiques

### 2.2.1 Définition et origine

Les matières en suspension (MES) sont des éléments ou des compositions d'éléments solides susceptibles d'être transportés par un écoulement fluide, et pouvant occuper n'importe quelle place au sein de la colonne de fluide. Les MES peuvent être d'origine minérale ou organique.

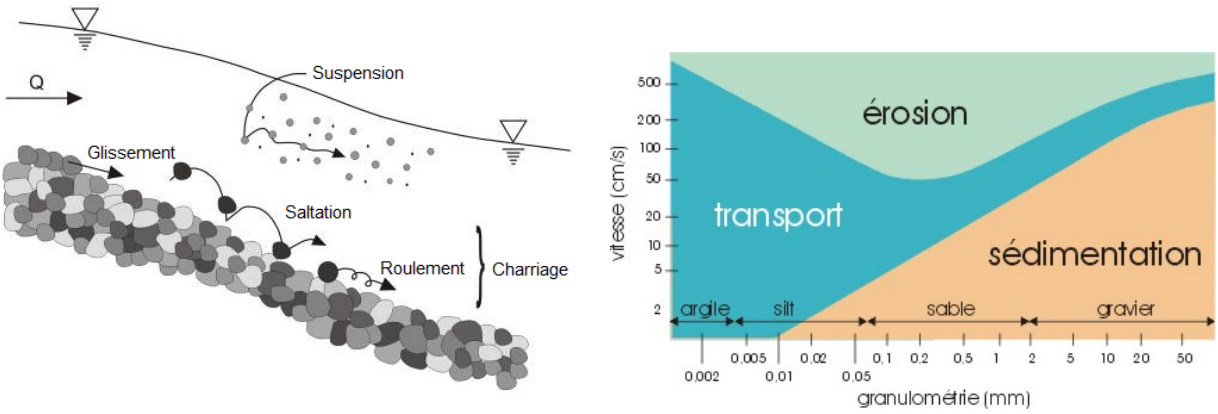
FIGURE 2.1 – Les aiguilles d'Arves depuis la Grave

Les matériaux d'origine minérale proviennent généralement de l'érosion du bassin versant. Les évènements pluvieux érodent les versants montagneux, en particulier s'ils sont peu végétalisés. Si l'action de l'homme (cultures, élevages, aménagements) peut dans certains cas accentuer le caractère érodable des versants montagneux, certains sont naturellement érodables, du fait de leurs formations géologiques, du climat ambiant et de la pente du versant. C'est notamment le cas sur le bassin versant de l'Arc en Maurienne, ou les versants montagneux sont composés en grande partie de marnes noires, qui sont

des formations géologiques composées de calcaire et d'argile. Ces roches de couleurs gris / noir donnent cet aspect si particulier aux montagnes environnantes, comme on peut le voir sur la photographie présentée en Figure 2.1, mais aussi cette couleur aux cours d'eau de la vallée, qui paraissent souvent gris métallisé.

Les matériaux d'origine organiques sont la plupart du temps liés à la décomposition d'un élément végétal ou animal. Par exemple, des souches d'arbre ou des feuilles mortes peuvent selon la saison être à l'origine d'une quantité de MES non négligeable. Un autre exemple, plus commun dans les milieux côtiers, est lié aux cycles de vies des espèces aquatiques telles que les planctons, qui une fois morts peuvent constituer un matériau en suspension aux propriétés particulières.

Une distinction classique est faite avec le transport par **charriage**, qui concerne des éléments solides plus lourds, que le courant ne peut déplacer que par glissement, roulement ou saltation. La transport se fait alors principalement proche du fond de la rivière. La Figure 2.2a représente schématiquement les différentes formes de transport solide en rivière.




(a) (b)

FIGURE 2.2 – Différence entre charriage et suspension (Pinto Martins (2008) [112]) (a) Courbe de Hjulstrom ([54]) de classification des sédiments par rapport au transport (b)

Cette définition dépend donc à la fois de l'écoulement et des paramètres physiques des sédiments. Cette double dépendance peut dans certains cas amener à des ambiguïtés. La plupart des écoulements peuvent transporter par suspension des éléments très fins (de diamètre inférieur à 10 $\mu$m), qui ne se déposeront que dans des conditions d'écoulement très calmes, comme par exemple dans une retenue ou un estuaire. C'est ce que représente schématiquement la courbe dite de Hjulstrom sur la Figure 2.2b. A l'opposé, les particules très grossières ne seront transportées que dans des conditions d'écoulement intenses et parviennent rarement jusqu'à l'embouchure des fleuves. Mais le transport solide en nature ne se fait pas de façon aussi claire pour toutes les classes granulométriques. Les

particules de tailles "intermédiaires", comme les sables, peuvent être transportées aussi bien par suspension que par charriage. Dans certains cas aussi, l'écoulement de la rivière peut être si puissant que des graviers sont transportés dans des formes de saltations très proches de la suspension.

Dans ce travail, nous ne ferons donc pas d'hypothèse *a priori* sur la granulométrie des matériaux en suspension. Par contre, il est usuellement accepté qu'une classification granulométrique peut servir à distinguer deux grandes familles de MES : les sédiments cohésifs et les sédiments non cohésifs. **Les sédiments cohésifs** doivent leurs noms à leur propriétés de cohésion interparticulaire : ce sont des particules fines chargées électriquement, suffisamment fines pour que les forces d'interactions électriques deviennent prépondérantes devant les forces de gravité. Ces particules ont alors tendance à s'agréger sous la forme de particules d'ordre supérieur, appelés flocs, en s'organisant selon leur polarisation et la tension superficielle de l'eau. Il suffit d'une faible présence de matériaux argileux pour donner un caractère cohésif à une population de sédiments fins. **Les sédiments non-cohésifs**, comme les sables contenant du quartz et des carbonates, ne présentent pas ces propriétés d'interaction. Pour distinguer ces deux familles de MES, il est généralement admis de prendre en compte un critère granulométrique : la plupart des auteurs considèrent que les particules ayant un diamètre inférieur à 63.5 $\mu$m sont des éléments cohésifs. Au dessus de cette valeur seuil, les sédiments sont considérés comme non-cohésifs. Cette distinction est très largement admise par la communauté scientifique, mais certains auteurs (voir par exemple Garcia, 2008 [43]) estiment que parfois, il peut être intéressant de considérer une valeur plus faible, de l'ordre de 40 $\mu$m, pour prendre en compte la présence de limon grossiers dont le comportement se rapproche plus d'un sable que d'une argile.

### 2.2.2 Caractéristiques physiques des sédiments cohésifs

Petticrew et Droppo (1998) [111] ont montré que le phénomène de floculation est dominant dans n'importe quel système aquatique présentant une proportion significative de sédiments cohésifs. Droppo et Ongley (1994) [31] ont montré que sur six rivières canadiennes, 90% du volume de sédiment en suspension était floculé. Les facteurs responsables de la formation de ces flocs peuvent être nombreux. Par exemple, la formation des flocs est favorisée par la salinité de l'eau, car la présence d'ions favorise les liens électrostatiques. Pour les mêmes raisons, l'activité biochimique en général favorise la formation des flocs. Enfin, une concentration élevée augmentera la probabilité de rencontre des particules primaires entre elles, de la même façon que l'agitation turbulente forcera d'une certaine façon les particules à se rencontrer. Ce dernier effet n'est cependant valable que jusqu'à un certain seuil, au delà duquel les flocs se brisent sous la contrainte turbulente.

#### 2.2.2.1 Paramètres physiques classiques

Les flocs présentent un diamètre parfois cent fois supérieur aux particules primaires qui les forment, et sont donc plus lourds que ces dernières. Cependant, les flocs ainsi formés seront beaucoup moins denses qu'une particule primaire de même diamètre, et n'auront

pas forcément une forme géométrique sphérique. Les particules primaires s'agglomérant selon leur polarité, il n'est pas rare que les flocs créés soient formés de cavités contenant de l'eau, ou que la forme de la particule soit plane. Ces modifications physiques des particules au sein de l'écoulement modifient *in fine* leur comportement vis-à-vis du fluide qui les entoure, entraînant par exemple une chute libre en « feuille morte ».

Williams (2008) [147] fait l'analyse de plusieurs facteurs physiques (diamètre, porosité et dimension fractale du floc) afin de mesurer leur importance relative dans le phénomène de chute. Dans cette étude, deux types de macroparticules sont distingués, selon la classification proposée par Droppo (2005) [30] :

- les flocs, particules composées de plusieurs particules d'ordre inférieur qui se seraient formées grâce aux interactions entre particules au sein d'un milieu aqueux par plusieurs processus physiques, chimiques ou biologiques
- les agrégats, qui se sont formés en dehors du lit de la rivière dans un environnement non-aqueux par divers processus physiques, chimiques ou biologiques.

Ces dernières particules sont en effet plus denses et plus compactes que les flocs. Deux types de mesures ont ainsi été réalisés par Williams (2008) [147] : des mesures in-situ en utilisant un appareil de mesure LISST (qui permet notamment de mesurer par analyse d'image les caractéristiques géométriques des flocs) et des mesures en laboratoire en utilisant des ultrasons pour décomposer les flocs et les réduire à leurs particules élémentaires. En mettant en relation les vitesses de chute et les diamètres mesurés, l'auteur met ainsi en évidence des relations de la forme $W_s \propto D^\alpha$ où l'exposant $\alpha$ prend une valeur supérieure à 1,5 pour les particules éclatées, une valeur d'environ 1,3 pour les particules agrégées et inférieure à 1 pour les flocs. Ces résultats mettent en valeur le fait que les paramètres physiques des flocs tels que la porosité et la forme, représentée par la dimension fractale, peuvent intervenir de façon significative dans la chute des flocs.

Krishnappan (2000) [70] a analysé *in situ* les sédiments d'une rivière canadienne, et a comparé ces résultats à des mesures granulométriques réalisées en laboratoire avec utilisation d'ultrasons. Il a asinsi pu mettre en évidence que les sédiments présents dans l'écoulement sont largement floculés, et confirme avec ses résultats la formule empirique trouvée par Walling et Woodward (1993) [144], reliant la densité du floc à son diamètre :

$$\rho_f - \rho_e = \rho_s \times e^{-0.0015.D^{1.7}} \tag{2.1}$$

avec $\rho_f$ la densité du floc, $\rho_e$ la densité de l'eau, $\rho_s$ la densité de la particule primaire et $D$ le diamètre du floc.

#### 2.2.2.2 Dimension fractale

Le facteur de forme est également un paramètre très important pour caractériser les flocs. Dans ce cadre, l'analyse de la dimension fractale de ces particules peut s'avérer très pertinente. Les grands principes de la théorie fractale ont été développées dans les années 80 par Mandelbrot (1983 [89]), et ont ensuite été appliqués dans de nombreuses études

en géosciences depuis (Korvin (1992) [69], Lam et De Cola (1993) [73]). La conclusion essentielle de ces études est que de nombreux objets géométriques présents dans la nature affichent une relation entre leur surface et leur périmètre de la forme :

$$P \propto A^{D_f/2} \tag{2.2}$$

où P est le périmètre de l'objet et A sa surface. $D_f$ est alors défini comme étant la dimension fractale de l'objet étudié. Pour des objets dits euclidiens (carrés ou cercles), $D_f = 1$. Dans la nature, des valeurs de $D_f > 1$ ont été observées, comme par exemple pour les nuages, les lacs, les flocons de neiges ou encore les côtes bretonnes. Ces valeurs signifient physiquement que le périmètre de l'objet augmente plus rapidement que la racine carrée de sa surface : autrement dit que son contour est morcelé et présente une grande complexité locale. Dans le cas des flocs, la Figure 2.3 schématise selon Droppo (2005) [30] les relations entre la dimension fractale d'un floc et sa sphéricité (qui peut être calculée comme le rapport entre la surface d'une sphère de même volume que la particule sur la surface de la particule), en présentant des formes de flocs rencontrées dans la nature. Ce diagramme nous indique que la dimension fractale peut à la fois traduire un morcellement des bords de l'objet, et à la fois traduire un rapport entre un diamètre maximal et son périmètre ou son aire.

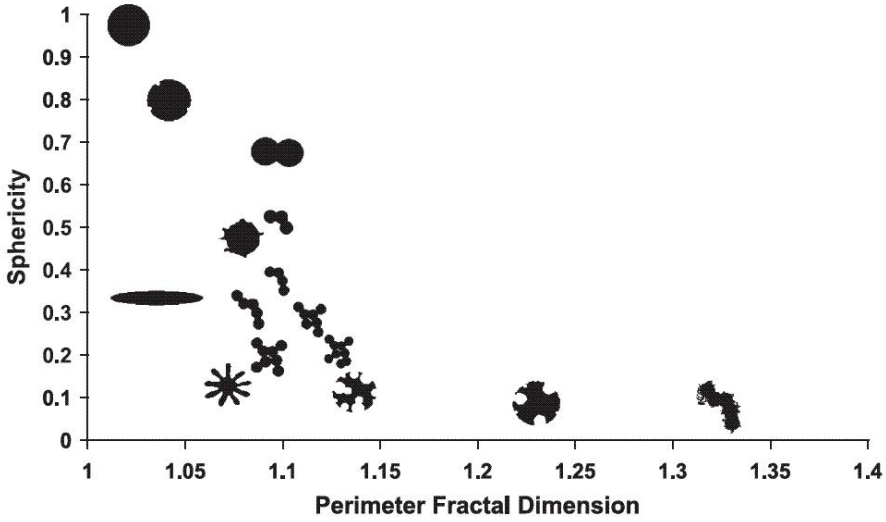



FIGURE 2.3 – Diagramme conceptuel présentant les liens entre sphéricité et dimension fractale (Droppo, 2005)[30]

Deux autres approches alternatives de la dimension fractale ont été développés par les équipes du professeur Logan (Logan et Wilkinson (1990)[85], Kilps et al. (1994) [67] et Logan et Kilps (1995) [84] ) et du professeur Li (Li et Logan (1997)[81]). Ces derniers proposent d'étudier deux autres paramètres $D_f^1$ et $D_f^2$ qu'ils qualifient respectivement de dimension fractale unidimensionnelle et dimension fractale bi-dimensionnelle, et qui sont définies respectivement par :

$$P \propto l^{D_f^1} \tag{2.3}$$

$$A \propto l^{D_f^2} \tag{2.4}$$

avec $l$ la longueur maximale de l'objet étudié. Pour des objets Euclidiens, $D_f^1 = D_f^2 = 2$. Une valeur de $D_f^1 > 1$ signifie que le périmètre de l'objet augmente plus rapidement que sa longueur, ce qui traduit comme précédemment un morcèlement des bords. Une valeur de $D_f^2 < 2$ indique que l'aire projetée de l'objet étudié augmente moins rapidement que le carré de sa longueur, traduisant ainsi une élongation de l'objet, qui devient à forte dominante unidimensionnelle.

Un dernier paramètre fractal peut être défini vis-à-vis de la population de flocs étudiée. Il est défini à l'aide de la loi empirique de Korcak (1940, [68]) sous la forme :

$$N_r(a > A) \propto A^{-D_f^K/2} \tag{2.5}$$

où $N_r(a > A)$ est le rang ou le nombre d'objets avec une surface $a$ plus grande qu'une certaine valeur $A$, et $D_f^K$ est la dimension fractale qui caractérise la distribution spatiale de l'ensemble des objets étudiés, relativement à sa surface totale. En d'autres termes, de faibles valeurs de $D_f^K$ signifient que la surface totale de l'objet étudié est repartie en quelques objets de grande taille, tandis que de grandes valeurs de $D_f^K$ indiquent une répartition uniforme de la surface de l'objet sur l'ensemble de la surface étudiée. Par exemple, des valeurs de 1.3 ont été trouvées par Korvin (1992) [69] pour définir la surface totale des îles rapportée à la surface totale de la planète, et des valeurs de 1.55 ont été trouvées par Kent et Wong (1982)[66] pour des lacs répartis dans différentes régions. Appliquant ce paramètre à une étude de flocs en rivière, De Boer et al. (2000) [26] a montré que les résultats obtenus en étudiant la dimension fractale d'une population de flocs et celle de chaque individu donnait des résultats similaires, au détail près que l'analyse d'une population de flocs est beaucoup moins coûteuse en temps.

#### 2.2.2.3 Effet du milieu

Stone (2003) [131] a réalisé des expériences en canal annulaire rotatif dans lequel il étudie l'effet de l'augmentation de la contrainte hydraulique sur la formation des flocs. Pour cela il mesure par analyse d'images les quatre paramètres fractals définis précédemment. Ces mesures ont ainsi été réalisées à des valeurs de contraintes hydrauliques différentes, montrant pour les quatre paramètres une complexification croissante du floc avec l'augmentation de la contrainte. Cette complexité est croissante mais présente néanmoins un maximum : au-dessus d'une certaine contrainte hydraulique, les flocs se désagrègent ou perdent de leur complexité du fait de la pression exercée par le fluide sur les forces de liaisons. Ce résultat signifie qu'il existe une contrainte hydraulique favorisant la formation de flocs de grandes tailles et de formes complexes. C'est cette idée qu'évoquait déjà le diagramme présenté en Figure 2.4.

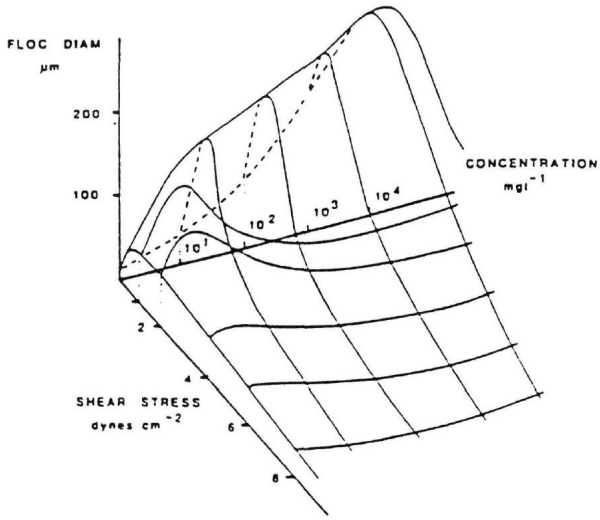



FIGURE 2.4 – Diagramme conceptuel des mécanismes de floculation (Dyer 1988) [33]

Ce diagramme conceptuel, proposé par Dyer en 1989, fait autorité en physique des sédiments cohésifs. Il introduit l'effet simultané de la concentration et de la contrainte fluide sur la formation de floc. Pour une concentration donnée, ce diagramme indique que si la contrainte augmente, le diamètre médian des sédiments augmente jusqu'à un maximum avant de diminuer. Pour une contrainte donnée, si la concentration augmente, le diamètre médian augmente : les particules ont en effet plus de chance de se rencontrer pour former des flocs.

Ce phénomène a été traduit par Van Leussen (1994) [138] par la relation suivante :

$$W_s = W_{s,0} \times \frac{1 + aG}{1 + bG^2} \tag{2.6}$$

Où $W_s$ est la vitesse de chute réelle des particules, $W_{s,0}$ une vitesse normalisée, a et b sont des constantes et G est un paramètre de dissipation, fonction de la viscosité du fluide et de la dissipation turbulente par unité de masse. Plusieurs études (Ha and Maa (2010) [52], Akers et al. (1987) [5], Parker et al. (1972) [108]) ont montré par ailleurs que le diamètre maximal que pouvait atteindre un floc dans un écoulement turbulent est donné par la micro-échelle de Kolmogorov de cet écoulement (la micro-échelle de Kolmogorov est l'échelle à laquelle l'énergie est dissipée en chaleur).

Des modèles analytiques de floculation ont ainsi été développés. Par exemple, le modèle proposé par Winterwerp (2006) [152], construit sur de nombreuses hypothèses aussi bien hydrauliques que sédimentaires, permet à l'auteur d'affirmer que le phénomène de floculation s'accompagne de la formation d'un diamètre d'équilibre au sein de la population de flocs. Il montre aussi que la vitesse de chute d'équilibre qui lui est associée est proportionnelle à la micro-échelle de Kolmogorov. Le modèle montre enfin qu'en turbulence homogène, le phénomène de floculation démarre lentement pour s'achever rapidement.

Cependant, ce modèle analytique a été construit dans des hypothèses propres aux milieux estuariens (faibles vitesses et faibles concentrations) et l'auteur indique que le temps de séjour dans la colonne d'eau est un paramètre très sensible du modèle. Or le temps de séjour dans la colonne d'eau sera fondamentalement différent en rivière de celui que l'on pourrait observer en milieu estuarien.

D'une façon générale, ces propriétés des sédiments cohésifs vont largement dépendre du type d'écoulement dans lequel ils sont transportés. Nous allons donc dans la partie suivante détailler ces modes de transport de MES en rivière.

## 2.3 Mécanismes du transport

Le transport des MES au sein de l'écoulement dépend intimement de la nature de l'écoulement. En effet, les particules subissent la plupart des fluctuations de l'écoulement (notamment les fluctuations turbulentes) et interagissent avec ces fluctuations (Bagnold, 1966 [9]). On parle ainsi souvent de mélange pour désigner l'ensemble { fluide + MES }. Sont présentés ici les principaux mécanismes de transport de MES en rivière.

### 2.3.1 Mecanismes physiques

#### 2.3.1.1 Advection

La convection est un phénomène de translation pure de la matière d'un point à un autre, dans les trois dimensions de l'espace. Cette translation est imposée par un gradient hydraulique, n'a pas d'effet sur la valeur de concentration des MES. Elle dépend uniquement de la vitesse de l'écoulement.

#### 2.3.1.2 Diffusion

Le phénomène de diffusion moléculaire a été introduit par Fick en 1855 [39]. Cette diffusion moléculaire est modélisée par la loi de Fick, qui énonce que *le flux de diffusion est proportionnel au gradient de concentration* (Taylor, 1954 [132]). Elle traduit le mouvement des molécules d'un milieu où la concentration est élevée vers un milieu où la concentration est inférieure. Le coefficient de diffusion $D_{diff}$ d'un mélange au repos, qui caractérise l'intensité de ce phénomène, est généralement de l'ordre de $10^{-9}$ m$^2$/s (Rutherford, 1994 [122]).

L'effet de la diffusion moléculaire est ainsi généralement très faible en rivière, du fait que les phénomènes d'advection et de dispersion (définie ci-après) deviennent prédominants. Il est cependant majoritaire dans les lacs ou les grandes retenues, du fait de la faible intensité du courant. En outre, dans les cas où l'écoulement est turbulent, la fluctuation turbulente du champ de vitesse génère un phénomène assimilable par son effet à celui de la diffusion moléculaire. Sous certaines conditions, elle peut aussi être modélisée par la loi de Fick, mais la valeur absolue de son coefficient $D_{turb}$ est bien plus élevée et peut varier de plusieurs ordres de grandeur en rivière, entre $10^{-2}$ et $10^2$ m$^2$/s.

#### 2.3.1.3 Dispersion

Le phénomène de dispersion est dû à une non-uniformité du profil des vitesses dans une section. Cette non-uniformité a pour origine la forme de la section, sa rugosité, la vitesse de l'écoulement et la vitesse de cisaillement de l'écoulement sur le fond. Ces effets sont résumés sur la Figure 2.5.

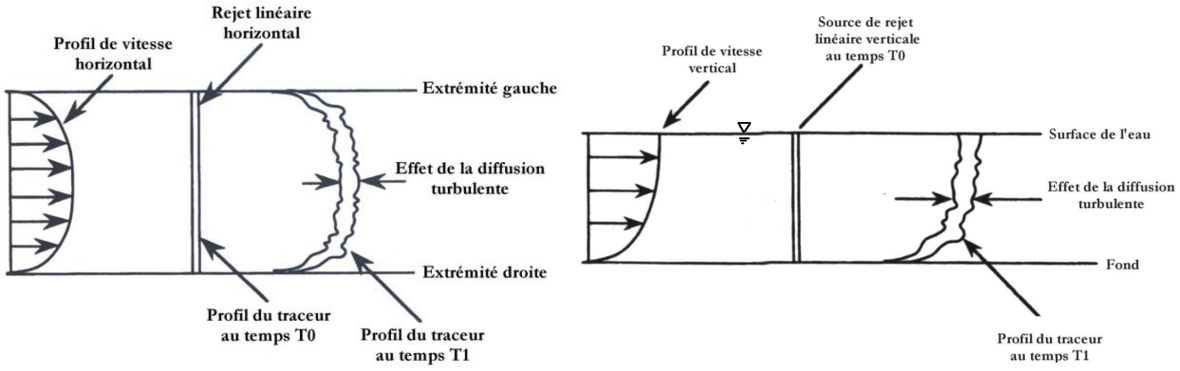



FIGURE 2.5 – Effet de la non-uniformité des vitesses sur les dispersions transversales à gauche et verticales à droite (d'après Rutherford (1994) [122])

Ce phénomène est également modélisable par une loi de Fick, dans laquelle le coefficient (dit de "dispersion" cette fois ci) est dépendant des caractéristiques de l'écoulement et des caractéristiques du lit de la rivière (géométrie, rugosité, etc..). L'ordre de grandeur de ce coefficient $D_{disp}$ en rivière varie de $10^{-1}$ à $10^{4}$ $m^2/s$ (voir par exemple Kashefipour et Falconer (2002) [65]). On peut noter que le terme de dispersion transversale est en général supérieur au terme de dispersion verticale.

### 2.3.2 Relations Concentration - Débit

Le transport des MES en rivière peut être abordé avec d'autres considérations. Une des méthodes les plus répandues en sciences hydrologiques est d'étudier les relations qui existent entre la variable de débit et la concentration en MES, sous une forme graphique (on parlera de diagramme C-Q). Cette méthode permet d'aborder de façon simplifiée la dynamique de la relation entre les variables de débit et de concentration en MES pour des évènements hydrologiques transitoires.

Williams (1989 [148]) dresse un inventaire des différentes formes de diagramme C-Q que l'on peut mesurer en rivière naturelle. Par exemple, la Figure 2.6 montre un diagramme C-Q de type boucle antihoraire. Ce type de diagramme est mesuré lorsque l'hydrogramme de débit provoque une remise en suspension des sédiments présents dans le lit de la rivière, qui peut être instantanée (graphique du bas) ou progressive (en haut). Ainsi dans les deux cas le pic de débit précède le pic de concentration et les variations relatives du débit et de la concentration gardent ce même ordre.

La Figure 2.7 montre un exemple plus complexe de diagramme C-Q : une forme de huit. Cette forme traduit le fait que plusieurs processus hydro-sédimentaires sont en jeu :

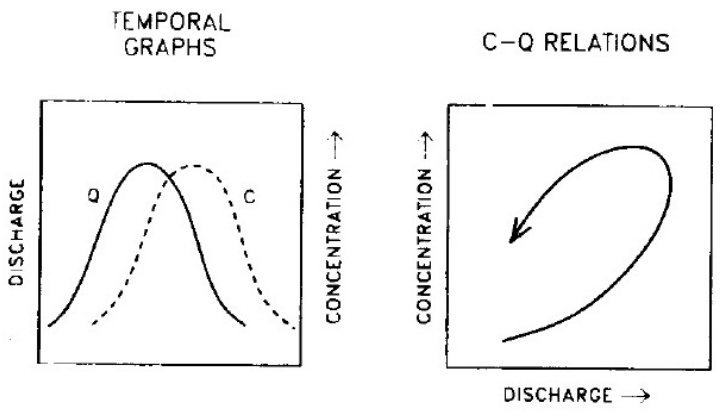



FIGURE 2.6 – Exemple de diagramme conceptuel concentration débit : boucle anti-horaire (Williams, 1989 [148])

aussi bien de remises en suspensions significatives que des apports massifs de sédiments depuis les versants. Ainsi, le débit joue plusieurs rôles dans le transport des MES. Ces formes sont caractéristiques d'épisodes de crues intenses mettant largement en jeu ces différents processus.

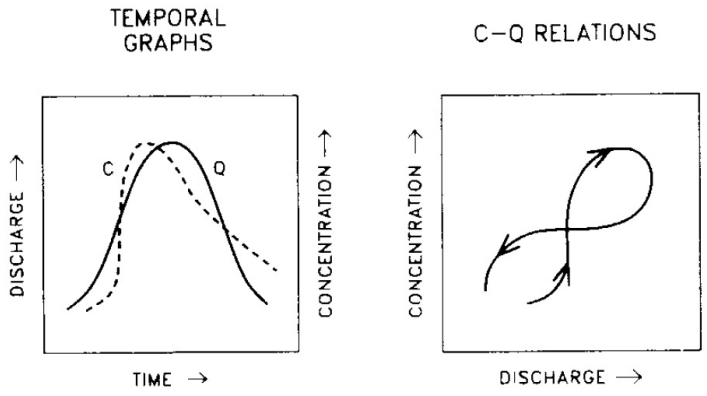



FIGURE 2.7 – Exemple de diagramme conceptuel concentration débit : forme de huit (Williams, 1989) [148]

Plusieurs études ont montré l'intérêt de cette méthode d'analyse (Asselman (1999) [8], Lefrançois et al. (2007) [79], Gao et al. (2012) [42] et Sadeghi et al. (2008) [124]). La plupart de ces études se base sur l'étude de chroniques temporelles de débits et de concentrations en MES mesurées en un site de mesure, et classent les évènements hydrologiques en fonction de leur diagramme C-Q. Ces courbes sont ensuite interprétées afin de comprendre les différents mécanismes d'apports des sous-bassins versant, d'évaluer l'effet de la saison sur la dynamique de transport des MES ou encore pour mettre en évidence des

changements importants à l'échelle du bassin versant (comme un feu de forêt par exemple).

La position relative des signaux de concentration et de débit dans le temps dépend de plusieurs facteurs : les vitesses de propagation des ondes hydraulique et sédimentaire, mais également des termes sources de dépôt et d'érosion engendrés par la propagation de ces évènements transitoires. Ces facteurs dépendent de l'évolution des variables hydrauliques et sédimentaires locales. Aussi, les figures observées sous forme de diagramme C-Q en une station de mesure peuvent fortement évoluer lors de la propagation le long du bassin versant de l'évènement transitoire. L'étude de ces changements de formes permettrait d'améliorer la compréhension de propagation relative des deux variables de débit et de concentration. Réaliser ce type d'étude nécessite de disposer d'une réseau de mesures très important, et aucune étude complète de ce type n'a été publiée aujourd'hui.

## 2.4 Dépôt

Nous aborderons dans cette partie le phénomène de dépôt des sédiments fins en rivière, en détaillant trois niveaux d'interaction avec le fluide environnant : dans un premier temps nous présenterons deux façons d'aborder le problème de dépôt dans un fluide au repos ; dans un second temps nous détaillerons les interactions qu'il peut exister entre le phénomène de dépôt et la présence d'une force de cisaillement due à l'écoulement du fluide ; enfin nous aborderons les effets de la turbulence de l'écoulement sur le phénomène de dépôt de sédiments cohésifs, et les rétroactions que ce phénomène de dépôt peut avoir sur l'écoulement.

### 2.4.1 Vitesse de chute dans un fluide au repos

Le flux de chute surfacique de MES dans un fluide est usuellement défini par :

$$\phi_s = W_s \times C \tag{2.7}$$

avec $\phi_s$ le flux de chute surfacique exprimé en kg/m$^2$/s, $W_s$ la vitesse de chute des sédiments dans un fluide au repos (en m/s) et $C$ la concentration du mélange (en kg/m$^3$). Si la concentration massique est quantifiable sans ambigüité, il n'en est pas de même pour $W_s$. On peut en effet définir cette vitesse de chute comme la vitesse de chute d'une seule particule, en faisant une analyse des forces qui s'exercent sur cette particule. L'expression obtenue dans ce cas fait intervenir plusieurs paramètres physiques, et le choix de ces paramètres devient délicat lorsque l'on a affaire à une population de particules présentant un large spectre de diamètres, ou lorsque ces paramètres évoluent dans le temps. On peut alors choisir une définition intégrée de la vitesse de chute, basée sur un bilan de masse au cours de la chute. Cette approche permet de ne pas faire d'hypothèses sur la nature de la population de MES, mais présente également un large choix de valeurs possibles du fait de son caractère dynamique.

#### 2.4.1.1 Vitesse de chute d'une particule

Une première approche utilisée pour estimer la vitesse de chute d'une particule dans un fluide est de faire le bilan des forces qui s'exercent sur cette dernière pendant sa chute. La chute d'une particule est possible si la force $F_g$ de poids est plus forte que la force $F_a$ de trainée de la particule. Dans l'hypothèse d'une particule sphérique, ces deux forces, projetées sur un axe vertical, sont explicitées ci-dessous :

$$F_g = g(\rho_s - \rho_e)\frac{\pi D^3}{6} \tag{2.8}$$

$$F_a = C_D \frac{\pi D^2}{4}\frac{\rho_e W_s^2}{2} \tag{2.9}$$

où D est le diamètre de la particule, $W_s$ la vitesse de chute de la particule, $C_D$ le coefficient de traînée de la particule, $\rho_e$ la masse volumique de l'eau et $\rho_s$ la masse volumique de la particule assimilée à une sphère.

L'équilibre des forces de gravité et de frottement nous permet d'obtenir une expression de la vitesse de chute de la particule :

$$W_s = \sqrt{\frac{4}{3}\frac{1}{C_D}\frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_e} gD} \tag{2.10}$$

La valeur du coefficient de traînée dépend du nombre de Reynolds particulaire, défini par $R_e^* = W_s D/\nu$, où $\nu$ est la viscosité cinématique de l'eau. La Figure 2.8 schématise la valeur de ce coefficient de trainée comme fonction de $R_e^*$, en illustrant les différents régimes turbulents de chute de la particule.

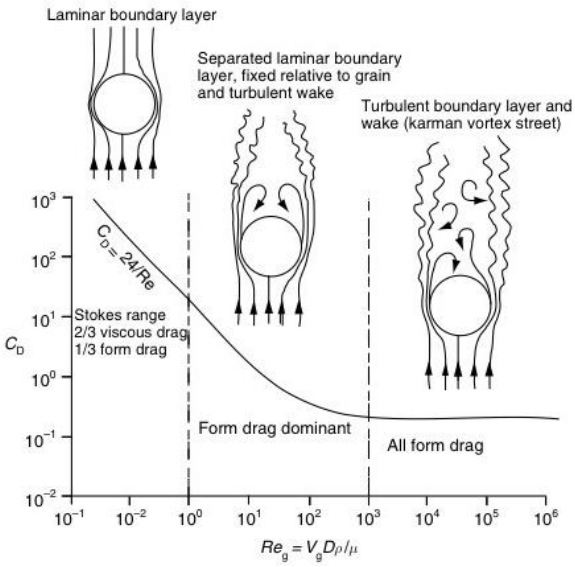



FIGURE 2.8 – Régimes de chute d'une particule en fonction du Reynolds de grain ($R_e^*$) (Bridge, 2003 [16])

On peut distinguer ainsi trois régimes différents :

- pour $R_e^* < 1$, le régime de chute est laminaire, c'est-à-dire que les forces d'inertie sont négligeables devant les forces de viscosité. Dans ce régime, appelé aussi régime de Stokes, le coefficient de traînée vaut $C_D = 24/R_e^*$. Nous obtenons ainsi dans ce régime l'expression suivante de la vitesse de chute, généralement connue sous le nom de vitesse de Stokes :

$$W_s = \frac{g}{18\nu}\frac{\rho_s - \rho_e}{\rho_s}D^2 \tag{2.11}$$

- si $R_e^* > 10^5$, le régime turbulent de chute est parfaitement établi, les forces de viscosité étant négligeables devant les forces d'inertie. On a alors $C_D = cste$ (Dallavalle (1948) [24], Schlichting (1979) [128]).

- pour les nombres de Reynolds intermédiaires, l'écoulement est dans un régime transitoire de turbulence, et le coefficient de traînée s'exprime souvent à l'aide de lois empiriques et / ou basées sur des considérations géométriques (Camenen (2007) [17]).

Dans une eau à température ambiante ($20°C$), le régime de Stokes est valable pour des particules de diamètres inférieurs ou égaux à 100 $\mu$m. Cette valeur peut être plus élevée encore si le fluide est à basse température ou si la porosité de la particule est plus faible que les valeurs usuellement utilisées. Ainsi, dans notre cas particulier, nous serons *a priori* toujours dans ce régime (sauf pour des sables grossiers ou d'éventuels flocs de très grande taille). Il faut cependant avoir ici en tête que la loi de Stokes est valable pour des particules sphériques rigides. Ainsi, la relation du coefficient de trainée ($C_D = 24/R_e^*$) peut dans ce régime légèrement évoluer pour des particules poreuses avec une dimension fractale élevée.

#### 2.4.1.2 Flux de chute

Lorsque l'on parle d'une population de sédiments comportant une part non-négligeable de sédiments cohésifs, la description précédente perd son sens car elle devient extrêmement fastidieuse : doit-on prendre une vitesse de chute pour chaque diamètre ? Si oui quel diamètre choisir sachant que celui-ci risque de varier au gré des interactions entre particules ? Et quelle masse volumique choisir sachant que, comme nous l'avons vu précédemment, celle-ci évolue selon la dynamique de formation des flocs ?

Pour s'affranchir de cette difficulté d'identifier et de mesurer un diamètre représentatif et d'y associer une unique valeur de vitesse de chute, il est possible de raisonner simplement à partir d'un bilan de masse. Explicitement, on peut donner à la vitesse de chute locale une expression analytique. En considérant un volume cylindrique de rayon $r$ et de hauteur $H$ comme illustré en Figure 2.9.

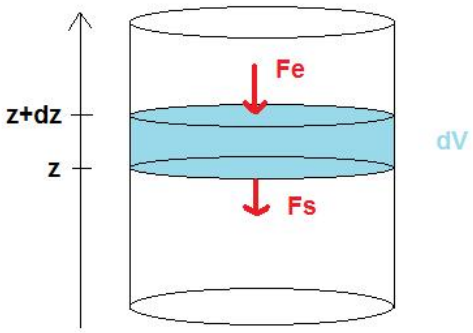



FIGURE 2.9 – Bilan de masse sur un volume dV d'un fluide au repos

On peut écrire le bilan de masse sur dV et entre les instants t et t+dt :

$$DM = F_e - F_s \tag{2.12}$$

$$\pi r^2 dz[C(z,t+dt) - C(z,t)] =$$
$$\pi r^2 dt[\underbrace{(-C(z+dz,t)W_s(z+dz,t))}_{F_e} - \underbrace{(-C(z,t)W_s(z,t))}_{F_s}] \tag{2.13}$$

Après simplification et en intégrant cette égalité sur la verticale, on obtient :

$$W_s(z,t) = -\frac{\frac{\partial}{\partial t}\int_0^z C(z,t)dz}{C(z,t)} \tag{2.14}$$

Cette expression de la vitesse de chute implique donc que la vitesse de chute peut varier dans l'espace et dans le temps au cours d'une expérience de décantation dans un fluide au repos, et permet de quantifier ces variations. Des expériences menées en laboratoire par Gratiot (2010 [49]) ont permis de plusieurs cartes spatio-temporelles de ce paramètre dans une colonne à décanter. Un exemple en est présenté sur la Figure 2.10.

On remarque sur ce graphique qu'au cours de cette expérience de décantation, la vitesse de chute varie spatialement et temporellement de plusieurs ordres de grandeurs. Cette dynamique spatiale et temporelle ne correspond en outre qu'à une unique valeur de concentration initiale (ici 8.7 g/l). Cette concentration initiale de sédiments dans la colonne d'eau représente un paramètre essentiel dans la dynamique de chute globale de l'échantillon. Ainsi, les auteurs distinguent usuellement trois régimes de chute en fonction de cette concentration initiale.

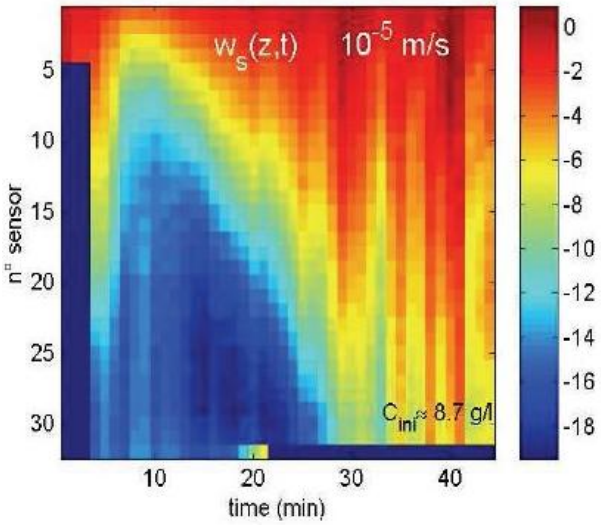


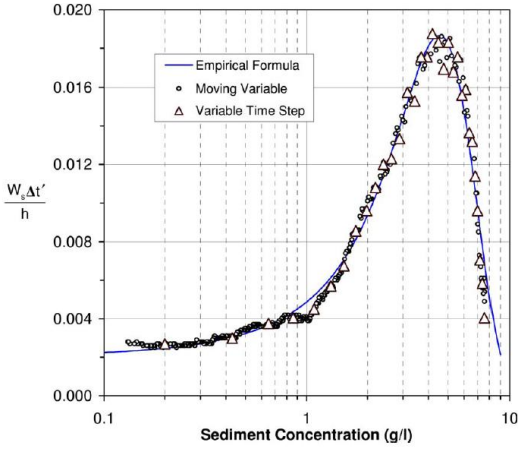

FIGURE 2.10 – Profil spatio-temporel de la vitesse de chute lors d'un test en colonne de décantation (d'après Gratiot, 2010) [49]. Les couleurs représentent des valeurs de vitesse de chute dont l'échelle est donnée à droite du graphique, en $10^{-}5$m/s. En abscisses sont indiquées les valeurs temporelles (en minutes) et en ordonnées le numéro des capteurs disposés verticalement le long de la colonne.

➪ Le premier régime de chute correspond à des concentrations suffisamment faibles pour que les particules solides ne se gênent pas mutuellement pendant leur chute au sein du fluide. La vitesse de chute de l'échantillon est donc donnée par celle des particules individuelles qui le composent.

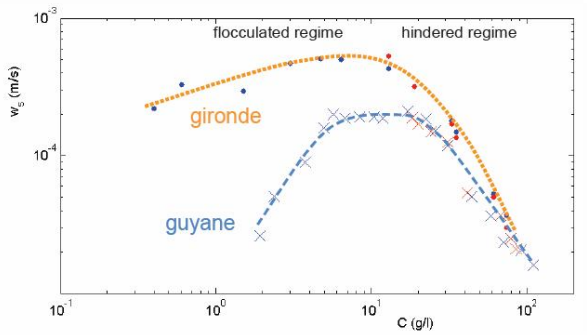
➪ Le second régime se distingue du premier par le fait que, la concentration augmentant, les particules ont une probabilité plus importante d'interagir dans leur chute. Ainsi, les particules peuvent s'agglomérer, formant de nouvelles particules plus lourdes qui augmenteront la vitesse de chute de l'échantillon. La plupart des auteurs proposent dans ce régime une loi puissance en fonction de la concentration (Van Leussen, 1994 [138]) .

➪ Enfin, lorsque la concentration dépasse une certaine valeur critique, les particules se gênent dans leur chute et le mouvement global s'entrave du fait de la trop grande quantité de particules solides présentes dans le fluide. Kynch (1952) [72] proposa le premier une analyse du front supérieur de sédiment qui se forme en haut de la colonne au fur et à mesure que la masse totale de sédiments chute en se tassant. Richardson et Zaki (1954 [119]), Winterwerp (1998 [149]) et Camenen et Larson (2005 [20]) ont proposé des lois permettant de décrire la vitesse de chute en régime entravé.

La Figure 2.11 présente des exemples de valeurs de vitesse de chute (souvent la valeur maximale mesurée pendant l'expérience de décantation) en fonction de la vitesse de chute initiale de l'échantillon. On remarque que selon la vase considérée, la valeur de la concentration seuil séparent les régimes de floculation et entravé varie, de même que les




(a)




(b)

FIGURE 2.11 – Effet de la concentration sur la vitesse de chute, pour des tests en colonne de décantation ; d'après You (2004) [154] (a) et Gratiot et al. (2005) [50] (b)

valeurs absolues de vitesse de chute. You (2004) [154], proposent une formule empirique pour les trois régimes (Figure 2.11a). Ce dernier trouve les valeurs seuils de concentrations suivantes pour distinguer les trois régimes : 0,3 et 4,3 g/l. Gratiot (2005) [50], ne distinguent que deux régimes (libre et entravé) de part et d'autre d'une la valeur seuil de 20 g/l (Figure 2.11b).

L'évaluation de la valeur de vitesse de chute donnée par l'Équation 2.14 nécessite en pratique un échantillonnage spatial et temporel très fin de la concentration. Pour cela, des capteurs électroniques sont nécessaires. Des méthodes moins élaborées, par prélèvement, permettent de s'affranchir de l'équivalence parfois ambigüe entre un signal optique et une concentration massique (voir chapitre 6), mais reste souvent associée à un faible échantillonnage.

Pour pallier ces approximations, le problème de chute d'une population de sédiments peut être abordé par une approche globale. L'évolution de la concentration au sein de la colonne peut être suivie par prélèvement en une altitude donnée, et la vitesse de chute de l'échantillon pourra être associée à des quantiles d'abattement de la concentration par rapport à la concentration initiale. Cette approche, moins précise, permet néanmoins de donner des valeurs de vitesse de chute en accord avec l'évolution de la variable d'intérêt qu'est la concentration, et de pouvoir facilement comparer des échantillons entre eux.

### 2.4.2 Dépôt et contrainte de fond

#### 2.4.2.1 Mécanismes

Le schéma de la Figure 2.12 représente le cycle conceptuel proposé par Droppo (1998) [29] pour comprendre le cycle de formation/brisure qui régit la floculation en rivière.

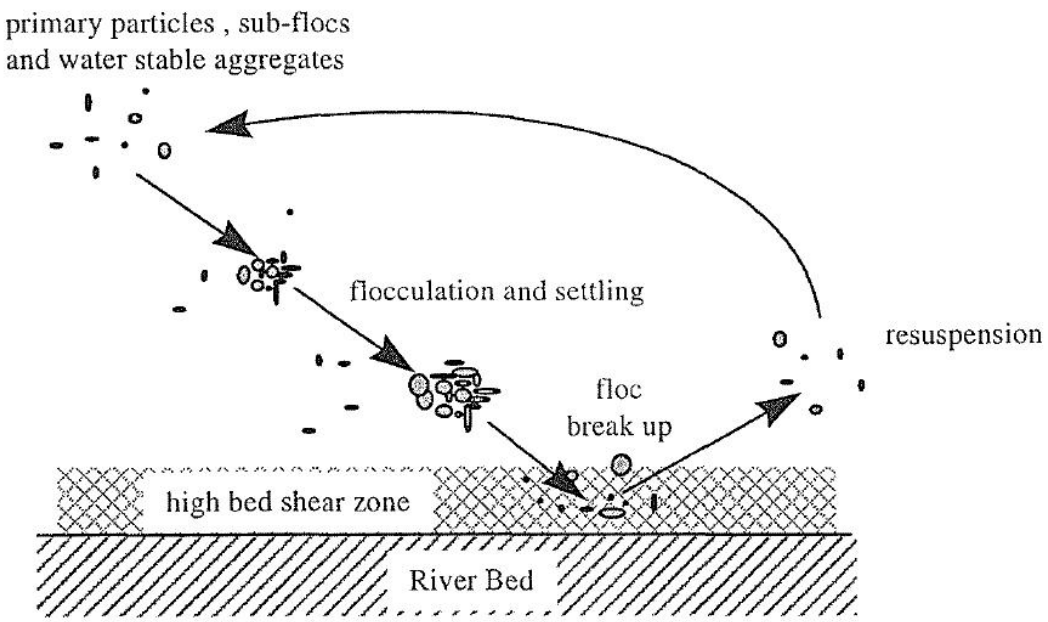



FIGURE 2.12 – Modèle conceptuel de cycle du floc (Droppo et al., 1998 [29])

Les flocs se forment proche de la surface où ils sont soumis à des brassages et des vitesses importantes. Au fur et à mesure de leur formation, ils chutent du fait de leur poids plus important. Durant la chute, ils rencontrent à nouveau d'autres flocs avec lesquels ils peuvent interagir et former de plus grandes particules encore. Cette opération se répète jusqu'à ce qu'ils se trouvent près du fond, où la contrainte de cisaillement est la plus grande (cf Figure 2.13). Alors, si la force de cohésion interne est plus élevée que la contrainte au fond, le floc se maintiendra dans sa forme et pourra se déposer. Si cette force de cohésion interne est plus faible que la contrainte de cisaillement, le floc sera remis dans le cycle.

La compréhension du dépôt dans un écoulement dépend donc de la compréhension que nous aurons de la répartition des contraintes et donc de son estimation. Dans un écoulement turbulent, les forces de cisaillement présentent dans la colonne de fluide dépendent de la turbulence de l'écoulement et de la viscosité du fluide. On peut donc décomposer la contrainte de cisaillement exercée dans le sens de l'écoulement de la façon suivante :

$$\tau_{zx} = \tau_{turbulence} + \tau_{viscosité} \tag{2.15}$$

La distribution de la contrainte au sein de la colonne d'eau est illustrée en Figure 2.13 :

- A la paroi et tout près de la paroi, les contraintes se confondent avec les tensions de viscosité. Les tensions dues à la turbulence tendent vers zéro. Le gradient de vitesse est important ;
- En s'éloignant légèrement de la paroi, l'écoulement turbulent génère des tensions dues à la turbulence qui deviennent importantes par rapport aux tensions dues à la viscosité ;
- Loin de la paroi, les tensions dues à la turbulence deviennent prépondérantes. On appelle zone intérieure la zone pour laquelle la tension est constante ;
- La tension totale atteint une valeur maximale $\tau_0$ près de la paroi et une valeur nulle en surface.

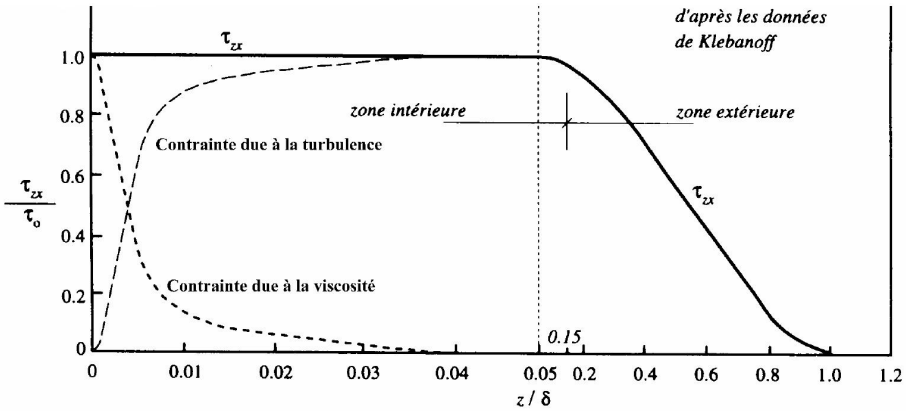



FIGURE 2.13 – Répartition verticale des contraintes tangentielles dans une section (Vasquez, 2007) [141]

#### 2.4.2.2 Paradigme de la contrainte critique de dépôt

Une question fondamentale anime la communauté scientifique depuis plusieurs années : existe-il ou non une valeur critique de la contrainte hydraulique en deçà de laquelle, et seulement en deçà, le phénomène de dépôt est possible ? En effet, la plupart des modèles numériques de transport de sédiments cohésifs utilisent la loi dite de Krone (1962) [71] pour calculer le flux de dépôt :

$$\phi_s = \begin{cases} W_s C(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}}) & \text{si } \tau < \tau_{cd} \\ 0 & \text{si } \tau \geq \tau_{cd} \end{cases} \tag{2.16}$$

La loi de Krone module le flux de dépôt, qui est le produit de la vitesse de chute $W_s$ et de la concentration $C$, par un paramètre adimensionnel $(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}})$ qui dépend des conditions locales de l'écoulement. Le flux de dépôt est posé nul lorsque la contrainte de cisaillement $\tau$ est supérieure à une valeur seuil $\tau_{cd}$.

Cette loi a été formulée à partir de résultats d'expériences de laboratoire menées par Krone en 1962 [71]. Ces tests de dépôt en canaux circulaires ont mis en évidence l'existence d'une contrainte critique de dépôt, notamment grâce à l'étude de profil de concentrations. Cette loi a ainsi été utilisée dans de nombreux modèles jusqu'à ce que Sanford et Halka (1993) [126] publient des mesures corrélées de concentrations et de vitesses dans la baie de Chesapeake : ces mesures révèlent en effet que la concentration en sédiments commence à décroître en même temps que la vitesse, ce qui est difficilement interprétable si l'on considère l'existence d'une contrainte critique de dépôt. De plus, Sanford et Halka furent capables de modéliser correctement les profils de concentration en s'affranchissant de la loi seuil proposée par Krone.

Winterwerp (2006) [151] reprendra le problème depuis le début en ré-analysant l'expérience fondatrice de Krone faite en 1962. S'inscrivant dans la lignée de Sanford et Halka [126], il déclare dans cet article que le paramètre que Krone identifia comme une contrainte critique est en fait un artefact lié à la façon dont il a réalisé ses expériences, et montre qu'en prenant en compte un modèle de dépôt et d'érosion simultanés, et en y ajoutant un modèle de floculation et une distribution stochastique de la contrainte hydraulique due aux fluctuations turbulentes, il était capable de reproduire les résultats de l'expérience.

L'histoire ne s'arrête pas là puisqu'en 2009, Ha et Maa publient un article [51] dans lequel ils décrivent une expérience montrant à nouveau l'existence d'une contrainte critique de dépôt. Ces expériences se basent sur une spatialisation de la contrainte dans un canal de laboratoire permettant d'y associer une analyse de la répartition spatiale des dépôts, et mettant ainsi en évidence la nécessité de définir une contrainte critique de dépôt. Le débat promet de ne pas se clore rapidement, et des pistes sont actuellement explorées en considérant une valeur de concentration d'équilibre plutôt qu'une valeur de contrainte critique seuil, au delà de laquelle l'écoulement ne pourrait plus transporter les particules en suspension, y compris les plus fines.

### 2.4.3 Dépôt et turbulence

Au-delà de son effet sur la formation de flocs, la turbulence de l'écoulement joue un rôle majeur dans le phénomène de dépôt des sédiments cohésifs. En effet, les mouvements de turbulence, naissants des frottements de l'eau avec le lit de la rivière ont pour effet de mélanger les sédiments. L'intensité turbulente verticale entraîne en outre une diminution du flux de chute, et donc de la vitesse de chute effective. Mais ce mélange peut également produire l'effet inverse.

En effet, nous avons vu que les tests réalisés en colonne dans un fluide au repos révèlent qu'à partir d'une certaine valeur de concentration, le mouvement de chute des particules est entravé. Cette valeur seuil, de l'ordre de 5 à 20 g/l selon les auteurs, perd de sa validité dans le cas d'un écoulement turbulent. La turbulence a pour effet de brasser les sédiments et inhibe de cette façon le phénomène d'entravement de chute des sédiments. Gratiot et al. (2005) [50] ont montré que la concentration à partir de laquelle le flux de dépôt commence à décroître devient supérieure d'un ordre de grandeur environ aux seuils

classiquement proposés, comme l'atteste la Figure 2.14 réalisée à partir de mesure de vases dans l'estuaire de la Gironde.

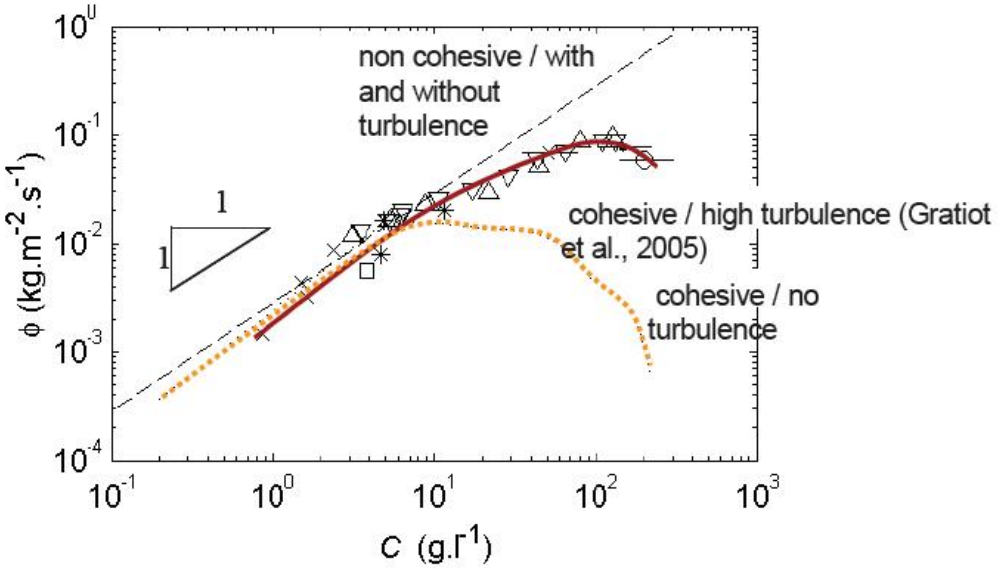



FIGURE 2.14 – Lien entre flux déposé et concentration : comparaison entre un écoulement turbulent et un fluide au repos (Gratiot et al., 2005) [50]

D'après ce graphique, on constate donc que le flux de dépôt peut être très largement sous-estimé si l'on se base sur des mesures faites dans un fluide immobile (d'un à deux ordres de grandeurs en fonction de la concentration). Cependant, la turbulence n'est plus suffisante pour brasser les sédiments à partir d'une certaine concentration, au-delà de laquelle le flux de dépôt décroît également.

Il existe en effet une concentration et un niveau de turbulence à partir desquels va se former une couche dense de sédiments cohésifs, appelée crème de vase. Cette couche de crème de vase dissipe l'énergie turbulente qui lui permet de se maintenir. Un tel phénomène nécessite beaucoup d'énergie et n'a aujourd'hui été observé que dans des environnements côtiers (énergie liée à la houle) ou en laboratoire. Cependant, rien n'exclut de pouvoir observer un jour ce phénomène en rivière de montagne, qui sont des environnements extrêmement turbulents.

Ce comportement est typique des sédiments cohésifs. Au lieu de se déposer et de former un nouveau lit comme le font les sédiments non-cohésifs, une couche de dépôt de sédiments cohésifs est caractérisée par une forte teneur en eau, ce qui crée localement un écoulement diphasique et peut modifier de façon significative les profils de vitesse. La couche inférieure présente alors une densité bien plus élevée et empêche les structures turbulentes de se propager sur la verticale.

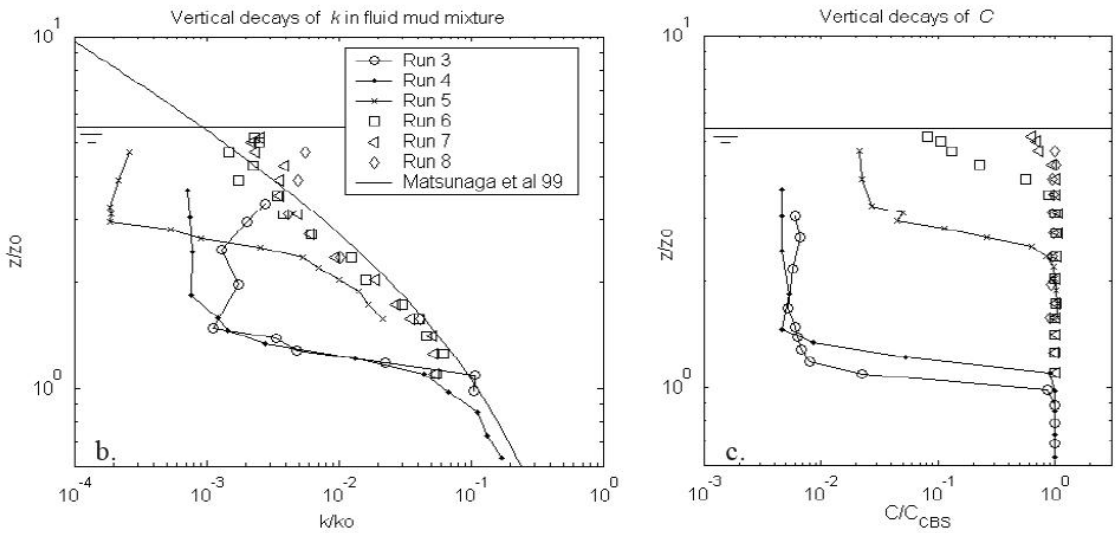



FIGURE 2.15 – Profils verticaux d'intensité turbulente et de concentration pour différentes concentrations initiales (Gratiot et al. 2005)

La Figure 2.15 montre des mesures d'intensité turbulente et de concentration réalisées sur la verticale, pour différentes concentrations initiales. Les essais 3, 4 et 5 correspondent respectivement à des concentrations de 202, 149 et 51 g/l. On remarque que l'intensité turbulente au sein de la colonne d'eau diminue de plusieurs ordres de grandeur au fur et à mesure que la concentration initiale augmente, et qu'une couche d'eau claire se détache dans le haut de la colonne.

Ces résultats, mesurés pour de fortes valeurs initiales de concentration, pourraient se produire dans des cas où la concentration serait beaucoup plus faible. C'est en tout cas ce que prédit une étude numérique réalisée par Winterwerp en 2002 [150]. Dans cette étude, qui utilise simplement un modèle hydro sédimentaire le long d'une colonne d'eau en prenant en compte la turbulence par le biais d'un modèle k-epsilon avec fermeture du premier ordre, Winterwerp trouve des profils de concentration et d'intensité turbulente similaires à ceux mesurés par Gratiot et al. (2005) [50].

Ha and Maa (2010) [52] montrent enfin que d'une part, le flux de dépôt en écoulement turbulent est de plusieurs ordres de grandeur supérieur au flux de dépôt en fluide immobile, et qu'il existe un niveau de turbulence optimal pour favoriser les flux de dépôt.

Ces études montrent donc que l'hypothèse selon laquelle il n'existe pas de rétroaction sur l'écoulement est fortement remise en question si l'on s'intéresse à la propagation de la turbulence, et que le phénomène de dépôt se trouve plutôt favorisé par la turbulence que inhibé par cette dernière.

## 2.5 Erosion

Le phénomène d'érosion est quant à lui moins sujet à polémique et semble comporter moins d'inconnues. Tout d'abord, nous verrons que la formulation de la loi d'érosion prête aussi à débat, même si la notion de contrainte critique d'érosion est généralement admise. De plus, les modèles utilisés ne prennent souvent pas en compte toute la complexité du lit de la rivière. Celui-ci varie en effet en fonction de sa granulométrie, de son âge et des dynamiques d'érosion précédentes. Ces aspects seront présentés en seconde partie.

### 2.5.1 Loi d'érosion

La toute première loi d'érosion d'un lit composé de sédiments cohésifs fut proposée en 1965 par Parthéniades [109]. Celui proposa une loi d'érosion linéaire avec seuil, de la forme :

$$\phi_E = \begin{cases} M(\tau - \tau_{ce}) & \text{si } \tau > \tau_{ce} \\ 0 & \text{si } \tau \leq \tau_{ce} \end{cases} \tag{2.17}$$

avec $\phi_E$ le flux d'érosion, M une constante, souvent nommée constante de Parthéniades, $\tau$ la contrainte exercée par l'écoulement sur le lit et $\tau_{ce}$ la contrainte critique d'érosion, au-delà de laquelle le phénomène d'érosion se produit effectivement.

Cette loi se vérifie facilement par des expériences de laboratoire, et correspond bien aux propriétés cohésives de cette classe de sédiments : les sédiments formant un lit sont agglomérés les uns aux autres pour former un ensemble plus ou moins compact, et se détacheront de cet ensemble si la contrainte que l'on exerce sur eux est supérieure aux forces de cohésion interne de l'ensemble.

Les auteurs qui suivirent Parthéniades ne se détachèrent pas fondamentalement de cette loi linéaire. Malgré tout, plusieurs auteurs trouvèrent des résultats fortement variables d'une densité de lit à une autre (Lick et Mc Neil, 2001 [83], Zreik et al., 1998 [156], Roberts et al., 1998 [120]). Ces auteurs ont alors souvent proposé des lois de type :

$$\phi_E = M(\rho - \rho_{ref})^n(\tau - \tau_{ce})^m \tag{2.18}$$

où $\rho$ représente une densité locale du lit et $\rho_{ref}$ une certaine densité de référence, afin de prendre en compte les profils linéaires par morceaux qu'ils trouvaient en faisant varier la densité du lit.

Cette variation de densité du lit peut en fait être assimilée à une variation de la contrainte critique d'érosion et de la constante d'érosion. Ces variations ont été montrées par de nombreux auteurs (Maa et al. (1998) [86], Mehta et Parchure (2000) [96], Ravens et Gschwend (1999) [116]), ce qui a conduit ces derniers à considérer des lois d'érosion de type :

$$\phi_E = M(z)(\tau - \tau_{ce}(z))^n \tag{2.19}$$

Des études basées sur des expériences en laboratoire ont par ailleurs montré l'existence de deux régimes d'érosion différents : un premier régime que l'on peut qualifier de transitoire pour lequel l'érosion du lit diminue à une contrainte constante, et un régime établi qui présente une érosion constante à une contrainte donnée. Ces deux types d'érosion sont illustrés sur la Figure 2.16.

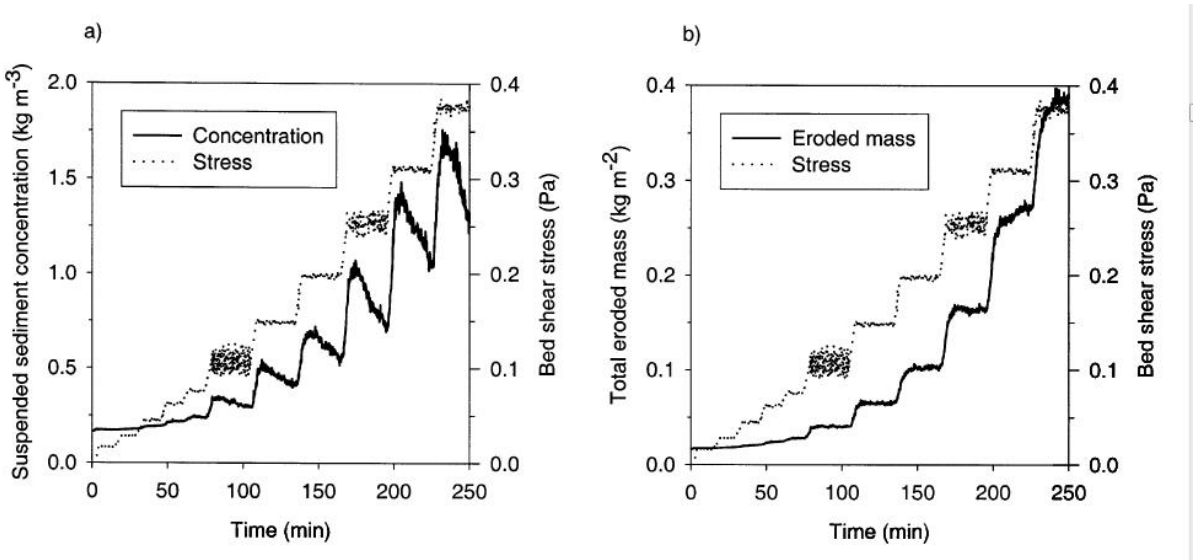



FIGURE 2.16 – Résultats de tests d'érosion réalisés en canal de laboratoire. Sur les deux graphiques, la contrainte est représentée et augmente par paliers successifs au cours du temps. A gauche, l'évolution temporelle de la concentration est tracée et à droite l'évolution de la masse érodée (Sanford et al., 2001) [127]

Sur cette figure on peut voir que jusqu'à un temps d'expérience de 200 secondes, une augmentation de la contrainte de cisaillement provoque une brusque augmentation de la masse érodée, qui se stabilise une fois le régime d'écoulement permanent établi. Au delà de 200 secondes, lorsque la contrainte excède 0.3 Pa, on remarque que la masse érodée augmente de façon linaire pour un niveau de contrainte constant. Sanford et al. (2001) [127] expliquent ce phénomène de la façon suivante :

- si le temps caractéristique de la variation de la contrainte est long devant une grandeur caractéristique de la variation de la contrainte critique du lit alors l'érosion est dit de type I et est contrôlée par le rapport entre le temps de variation de la contrainte et la variation verticale de la contrainte critique ;

- si le temps caractéristique de variation de la contrainte est court devant celui de l'érosion du lit, l'érosion (dite dans ce cas de type II) est alors proportionnelle à la différence locale de la contrainte et de la contrainte critique d'érosion.

Pour mettre en équation ce phénomène, les auteurs ont donc proposé une nouvelle formulation qui permet de prendre en compte les deux types d'érosion, et qu'ils expriment par l'équation suivante :

$$\phi_E = \rho_d(z)\beta(\tau - \tau_{c,0})e^{-\gamma\beta(t-t_0)} \tag{2.20}$$

Où $\rho_d(z)$ est la masse volumique sèche du lit à l'altitude z, $\beta$ un paramètre local, $\tau_{ce,0}$ la contrainte critique qui correspond à celle pour laquelle la contrainte $\tau$ a été appliquée à $t = t_0$ et $\gamma = \dfrac{d\tau_{ce}}{dz}$ la variation de la contrainte critique en fonction de l'altitude.

On remarque qu'en appliquant cette formulation à un lit homogène, c'est-à-dire pour lequel $\gamma = 0$, on retrouve une loi de la forme $\phi_E = M(\tau - \tau_{ce})$ avec $M = \rho_d\beta$ . Aberle et al. (2004) [1] donnent des valeurs empiriques de $\beta$ et montrent que pour ce paramètre, on observe des valeurs très différentes selon que le milieu aquatique est salin ou non.

Van Prooijen et Winterwerp (2010) [139] choisissent de garder une loi strictement linéaire de l'érosion, mais utilisent dans leur modèles deux modèles stochastiques différents : un premier modèle stochastique pour traduire les fluctuations turbulentes de la contrainte locale, et un modèle stochastique pour traduire l'hétérogénéité des contraintes critiques du lit. Ce modèle, mis à l'épreuve avec des expériences réalisées en laboratoire permet effectivement de reproduire les deux types d'érosion décrites plus haut.

L'avantage de cette approche est de pouvoir définir différentes classes de particules, et notamment de prendre en compte des mélanges vase/sable. Il introduit néanmoins des hypothèses qui ne sont pas encore testées, comme par exemple une répartition normale des fluctuations turbulentes de la contrainte locale à forts nombres de Reynolds.

### 2.5.2 Effet de la consolidation

D'autres études ont été réalisées pour comprendre l'effet de la dynamique temporelle du lit, et en particulier de sa consolidation. Dans les modèles décrits précédemment, seule la contrainte locale exercée par le fluide dépendait du temps ; les études suivantes analysent les effets dynamiques de variations de la masse volumique et/ou de la contrainte critique dans le temps.

Stone et al. (2008) [130] ont ainsi étudié l'effet de l'âge du lit en réalisant des expériences en canal annulaire. Ils ont mis en évidence que le lit pouvait devenir très difficile à éroder au bout de deux jours de repos seulement, comme en atteste le graphique présenté en Figure 2.17. Cette figure présente les profils de concentrations mesurés dans l'expérience pour trois durées de repos du lit différentes (1, 2 et 7 jours).

On peut voir sur cette figure que le lit de vase ayant reposé une journée est largement érodé à partir du cinquième palier de contrainte, alors qu'il faut deux paliers supplémentaires pour atteindre le même degré d'érosion pour une vase ayant consolidée une journée de plus. Après une semaine de consolidation, on remarque que le lit de vase

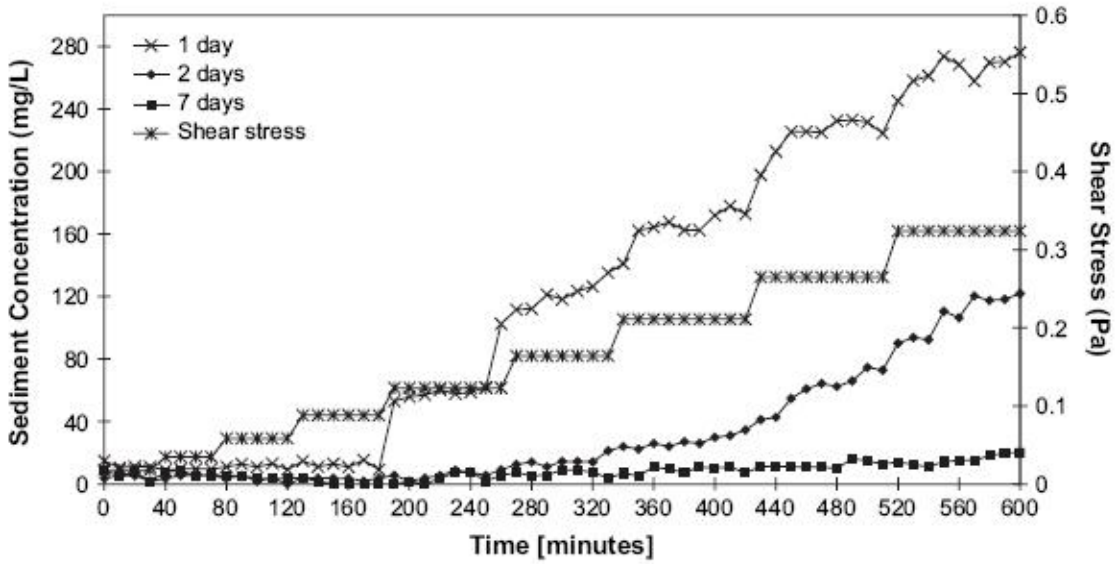



FIGURE 2.17 – Effet de la consolidation d'un lit sur la remise en suspension (Stone, 2008) [130]

n'est presque plus érodé dans les gammes de contraintes de cisaillement réalisées au cours de l'expérience.

Dans cette étude, les auteurs montrent également qu'il est difficile de mesurer l'effet de la consolidation du lit de la rivière sur la dimension fractale individuelle des flocs remis en suspension. Néanmoins, les mesures réalisées sur la dimension fractale de l'ensemble de la population de flocs sont plus parlants : les particules d'un lit peu consolidé auront beaucoup plus de facilité à s'agréger dans l'écoulement une fois remises en suspension que les particules issues d'un lit consolidé.

Enfin, une étude réalisée par Lau et al. (2001) [75] analyse la dynamique d'érosion du lit d'un canal de laboratoire en prenant en compte plusieurs cycles d'érosion/dépôt. Ils mettent ainsi en évidence que les sédiments déposés sous une forte contrainte seront plus difficiles à remobiliser que ceux déposés sous une faible contrainte de cisaillement.

## 2.6 Conclusions

Dans ce chapitre, il a été mis en évidence que le comportement des sédiments en suspension, et en particulier des sédiments cohésifs, dépend de nombreux paramètres qui interagissent entre eux : concentration en MES, turbulence de l'écoulement, composition physico-chimique de l'eau et nature des particules. Les valeurs des différents paramètres de transport, de dépôt ou d'érosion dépendent donc fortement du site d'étude. En outre, la plupart des sites géographiques étudiés dans la littérature concernent essentiellement le milieu côtier et estuarien. Le site d'étude Arc-Isère, où des sédiments cohésifs sont transportés en rivière torrentielle avant d'être transportés le long d'une rivière de plaine, présente donc une originalité certaine par rapport aux sites déjà étudiés dans la littérature. Cela implique néanmoins la nécessité de comprendre les processus de transport des MES par des considérations les plus objectives possibles, qui ne dépendent pas de lois paramétrées sur d'autres sites. Ainsi, une appropriation des processus de transports par l'étude de variables telles que le débit, la concentration en MES et la masse de MES transités doit être menée. Cette étude constitue les chapitres 4 et 5 de cette première partie. Une étude plus fine de la nature des particules transportées est également réalisée dans le cadre de ce travail, en particulier pour appréhender correctement les phénomènes de dépôt. Le chapitre 6 fait l'objet d'une telle étude.

Chapitre 3

# Présentation et instrumentation du réseau Arc-Isère

## Sommaire


**3.1 Introduction** . . . . . **62**

**3.2 Présentation du site Arc-Isère** . . . . . **62**

3.2.1 Caractéristiques physiques du site et de son bassin versant . . . 62

3.2.2 Gestion sédimentaire au sein des ouvrages du réseau hydro-électrique . . . . . 66

**3.3 Description des sites et méthodes de mesure du flux de MES** **68**

3.3.1 Présentation des méthodes de mesure du flux de MES . . . . . 68

3.3.2 Description des sites de mesure . . . . . 75

**3.4 Conclusions** . . . . . **80**

## 3.1 Introduction

L'Arc en Maurienne et l'Isère sont deux rivières de montagne fortement aménagées. Afin de protéger les riverains ou de permettre la construction de routes et de voies ferroviaires dans des vallées étroites, le lit de ces deux cours d'eau a été au fil des ans totalement endigué. La construction de nombreuses usines le long du lit des rivières a par ailleurs entrainé la construction de plusieurs ouvrages hydrauliques, notamment des seuils, pour permettre un contrôle du débit au droit de canaux d'amenée. Enfin et surtout, ces deux rivières sont façonnées par le réseau d'installations hydro-électriques : dans le cas de l'Arc, quatre barrages ont été construits au fil de l'eau au milieu du XX ème siècle, et trois grandes retenues régulent en amont les apports hydriques. Les sédiments en suspension, produits en quantité par le bassin versant et transportés dans l'ensemble de ce réseau d'installation, jouent alors un rôle important dans la gestion de ces ouvrages.

Le site d'étude présente en outre un intérêt croissant pour de nombreux organismes scientifiques. Depuis 2006, les sites est par exemple labellisé Site Atelier par la Zone Atelier du Bassin du Rhône (ZABR), groupement d'intérêt scientifique et opérationnel porté par le CNRS. Ainsi, plusieurs travaux de thèses concernant le transport solide sur ce site ont été lancés depuis cette date (par exemple Jodeau, 2007 [62], Mano, 2008 [90], Jaballah, 2013 [58], Dutordoir, 2014 [32]) et plusieurs études antérieures ont été menées par divers organismes (Cemagref, SOGREAH, Institut de géographie Alpine). Depuis 2005, des campagnes de mesure de grande ampleur sont menées systématiquement pendant les chasses de barrage de l'Arc, sur l'Arc en Maurienne et sur l'Isère. Ces mesures concernent des mesures de débits, des mesures de flux de matières en suspension et des mesures de transport par charriage.

Le bassin versant du site d'étude est présenté dans ce chapitre : ses caractéristiques physiques « naturelles » y sont détaillées, ainsi que la description du réseau d'infrastructures hydro-électriques. Les méthodes de mesure du flux de MES utilisées dans ce travail sont présentées, et les sites de mesure installés sur ce site d'étude sont ensuite précisés. Enfin, une synthèse de l'ensemble des données disponibles pour le calcul des flux de MES est dressée à la fin de ce chapitre.

## 3.2 Présentation du site Arc-Isère

### 3.2.1 Caractéristiques physiques du site et de son bassin versant

#### 3.2.1.1 Régime hydrologique

Le bassin versant de l'Isère à Grenoble (5 570 km$^2$) se situe dans le Sud-est de la France (Alpes françaises) (Figure 3.1). C'est un bassin typique de montagne avec 77% du bassin au-dessus de 1 000 m d'altitude, un régime hydrologique de type pluvio-nival. Les précipitations annuelles moyennes sur le bassin versant sont de 800 mm, et le débit moyen annuel de 200 m$^3$/s. Le débit moyen mensuel est de 141 m$^3$/s au mois de janvier, et de 286 m$^3$/s au mois de juin. Le débit décennal moyen journalier est de 750 m$^3$/s, et

le débit cinquentennal est de 980 m$^3$/s. Ce bassin versant est caractérisé en outre par un fort transport de sédiments par suspension (Delmas 2011 [27], Némery et al, 2012 [102]).

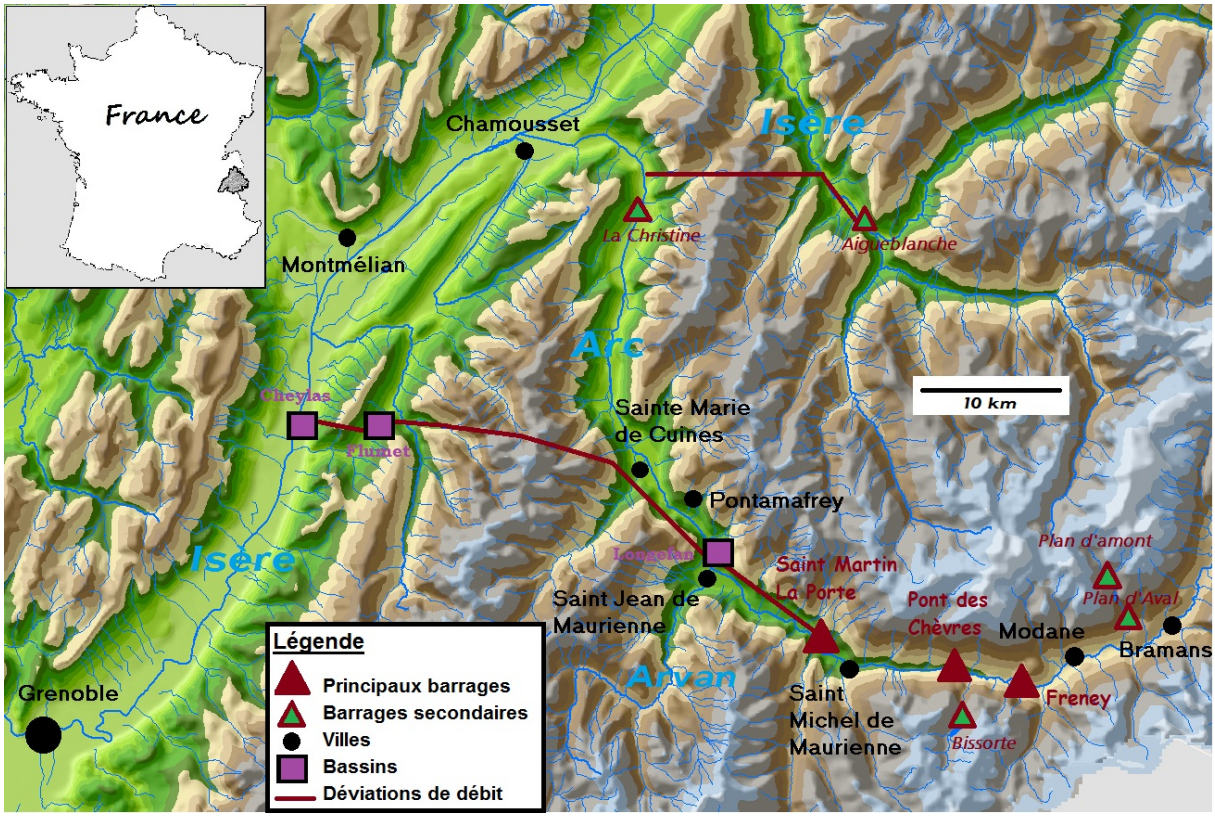



FIGURE 3.1 – Présentation globale du site d'étude et de son bassin versant

L'Arc en Maurienne est le principal affluent de l'Isère en amont de Grenoble. Il s'agit d'une rivière torrentielle à forte pente, drainant un bassin versant de 1950 km$^2$ de surface, prenant sa source dans les glaciers de Levanna à 2700 m d'altitude et se jetant dans l'Isère en Combe de Savoie. Le bassin est fortement aménagé et le régime hydrologique dépend de la gestion des différents ouvrages hydro-électrique au fil de l'eau.

Le débit de l'Arc mesuré au niveau de la commune de Bramans (635 km$^2$ de surface de bassin versant) entre 1970 et 2009 donne un débit journalier moyen de 20 m$^3$/s. Cette station est située en amont des trois principales retenues construites au fil de l'eau (Figure 3.1). Le débit mensuel moyen mesuré au mois de février est de 4.8 m$^3$/s contre 51.6 m$^3$/s en juin. Le débit décennal moyen journalier vaut 100 m$^3$/s et le débit cinquantennal est estimé à 150 m$^3$/s en cette station. Le débit de l'Arc mesuré au niveau de la commune de Saint-Michel de Maurienne, ou station de La Saussaz (939 km$^2$ de surface de bassin versant) de 1948 à 2009 donne un module de 31 m$^3$/s. Cette station est située en amont de la plus aval des trois retenues construites au fil de l'eau. Le débit décennal estimé à cette station est de 180 m$^3$/s et le débit cinquantennal de 240 m$^3$/s. Le débit moyen mensuel y varie de 9.5 m$^3$/s en février à 84.2 m$^3$/s en juin, lors de la fonte des neiges.

Le transport solide par suspension est particulièrement important sur ce bassin versant. En effet, des sous-bassins versant très érodables alimentent le cours d'eau principal sur tout le linéaire. Par exemple, la Figure 3.2 illustre un sous-bassin de l'Arvan, principal affluent de l'Arc qui prend sa source près des aiguilles d'Arves. Ces massifs marneux sont responsables de la couleur grise de l'eau, et de laves torrentielles spectaculaires. Marnézy (1998) [93] estime que le transport solide total annuel est composé à 71 % du transport par suspension, à 24 % du transport dissout et 4 % du transport par charriage sur l'ensemble du bassin versant, et ce après construction des principaux ouvrages électriques. Ces estimations permettent d'avoir en tête un ordre de grandeur du transport solide du bassin versant et surtout de l'impact des aménagements hydro-électrique sur celui-ci. Mais elles sont basées sur des formules empiriques ou des prélèvements à faible fréquence, ce qui nous le verrons par la suite, peut engendrer de fortes incertitudes.

FIGURE 3.2 – Exemple de sous-bassin versant producteur de MES (source : Gidon)

Le phénomène printanier de fonte de la neige engendre régulièrement des crues dévastatrices. De fortes précipitations accompagnées d'un vent chaud provenant du sud-est du bassin versant peuvent entrainer de spectaculaires montées des eaux de l'Arc. L'exemple le plus marquant des cent dernières années est la crue de juin 1957. Pendant cette crue, le débit mesuré de l'Arc a été estimé à 600 $m^3/s$ à la station de La Saussaz (Système d'Information sur l'Eau du bassin Rhône-Méditerranée), et entre 400 et 500 $m^3/s$ à Brammans (Marnézy, 1998 [93]). La rivière est alors sortie de son lit, provocant la rupture de plusieurs digues et l'inondation catastrophique de nombreux villages. La Figure 3.3 illustre la violence de cet épisode de crue. Cette crue avait alors causé la mort de plusieurs personnes, ainsi que de nombreux dégâts sur les routes et voies ferrées.

(a) (b)

FIGURE 3.3 – (a) Rupture de digue causée par la crue de l'Arc de juin 1957 (b) Inondation dans une rue de Modane (source photos : Rail Savoie)

Depuis cette crue de juin 1957, de nombreux aménagements ont été réalisés le long du lit de l'Arc pour prévenir ce genre de dégâts. Ainsi, la crue de septembre 1993, dont les débits instantanés de pointe mesurés à Bramans et La Saussaz étant respectivement de 390 et 460 $m^3/s$ (Marnézy, 1998 [93]), a causé très peu de dégâts par rapport à la crue de juin 1957.

#### 3.2.1.2 Le rôle des aménagements hydro-électriques

Le régime des débits est soumis à des régulations anthropiques, essentiellement dues aux installations hydro-électriques. L'Arc compte en effet trois barrages au fil de l'eau (Saint-Martin-La-Porte, noté SMLP par la suite, Pont des Chèvres et Freney), dont les retenues sont de dimensions comparables (0.8 millions de $m^3$). Ces barrages sont exploités par EDF. A ces trois barrages s'ajoute un barrage de plus petite dimension dans la partie aval du cours d'eau (Figure 3.1), le barrage de la Christine, exploité par un producteur indépendant.

Du fait de la gestion hydraulique des ouvrages du site Arc-Isère, on peut noter de très fortes disparités spatiales dans la répartition du débit : alors que le module du débit mesuré à Saint-Michel de Maurienne est de 31 $m^3/s$, le débit réservé au droit du barrage de SMLP est de 5 $m^3/s$ et le débit moyen mesuré neuf kilomètres avant la confluence Arc Isère est de l'ordre de 100 $m^3/s$.

En effet, une partie du débit entrant dans la retenue de SMLP est déviée vers une conduite souterraine alimentant l'usine d'Hermillon (Figure 3.1). Le débit turbiné est restitué vers le bassin de compensation de Longefan. Ce bassin est connecté avec le lit de la rivière, environ 10 km en aval du barrage de SMLP. Dans la chaîne de production d'hydro-électricité, le débit est ensuite prélevé depuis le bassin de Longefan pour être dirigé vers le bassin du Flumet, qui alimente l'usine de station-pompage du Cheylas. Le débit est enfin restitué dans l'Isère, environ 30 km en aval de la confluence Arc-Isère. De la même façon, le débit de l'Isère est dévié au niveau de la retenue d'Aigueblanche, pour alimenter l'usine hydro-électrique de Randens, partie intégrante du groupement d'usines de la Coche. Le

débit est ensuite restitué dans la partie aval du lit de l'Arc, environ 10 km en amont de la confluence, au niveau de la commune de Randens. Du fait de ces déviations, le débit naturel de l'Isère n'est donc restitué (en volume) que sur la partie aval du bassin versant de l'Isère en amont de Grenoble, c'est-à-dire sur les 30 derniers km en amont de Grenoble.

Plus précisément, sur le tronçon de l'Arc entre le barrage de SMLP et la restitution de Randens, l'écoulement est conditionné par le débit réservé sortant du barrage de SMLP, les affluents naturels de l'Arc et les lâchés d'eau du barrage de SMLP et du bassin de Longefan. Le débit en aval de la restitution de Randens est contrôlé par le débit de l'Arc restitué par le barrage de la Christine et le débit de l'Isère restitué par le canal de Randens. Sur le tronçon de l'Isère compris entre la confluence Arc-Isère et la restitution du bassin du Cheylas, le débit est contrôlé par l'exutoire de l'Arc, le débit provenant de l'Isère amont et les quelques affluents naturels de l'Isère sur ce tronçon (comme le Breda). Entre la restitution du Cheylas et la station de mesure située à Grenoble, le débit redevient représentatif de la surface du bassin versant à ce site de mesure.

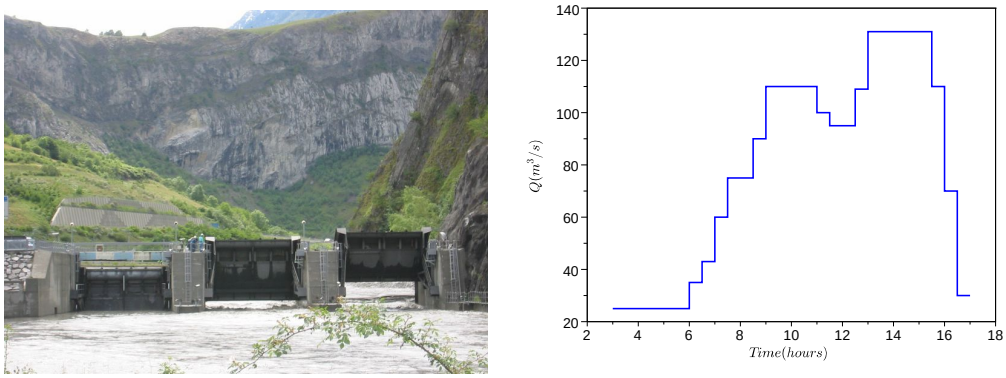
#### 3.2.1.3 Définition du site d'étude

Afin d'étudier l'effet de cette gestion anthropique du débit sur les volumes de sédiment en suspension transités le long du système Arc Isère en aval des principaux aménagements, le site d'étude de ce travail commence à l'aval du barrage de SMLP sur l'Arc, et se termine à la station de mesure du campus de la ville de Grenoble (voir le cadre rouge en Figure 3.1). Ce site d'étude ne concerne que le lit des deux rivières (entre les digues), et le transit des MES (ou du moins la dynamique de dépôt et reprise) au sein même des ouvrages ne sera donc pas analysé ici. Ce site d'étude représente environ 120 km de rivière. Sur ce tronçon la pente du lit varie de 3 à 5 % sur la partie amont du site d'étude à 0.1 % sur l'Isère. La largeur du lit de la rivière entre digues varie de 50 mètres à 200 mètres, et le lit de la rivière est caractérisé par le présence de bancs alternés, plus ou moins végétalisés selon la saison et les aléas hydrologiques passés. Une description du lit de la rivière est détaillée dans la partie 6.1.

### 3.2.2 Gestion sédimentaire au sein des ouvrages du réseau hydroélectrique

#### 3.2.2.1 Les chasses hydrauliques annuelles de barrages de l'Arc

Les trois barrages de l'Arc exploités au fil de l'eau par EDF permettent de stocker un volume d'eau qui est utilisé pour la production d'électricité. Du fait des quantités importantes des matériaux fins transités, les barrages se comblent de façon régulière, diminuant ainsi la capacité utile des ouvrages et donc leur production d'électricité potentielle. Ces barrages sont donc chassés simultanément chaque année vers le mois de juin (Lauters, 2012 [76]). Les vannes des trois barrages sont alors ouvertes progressivement (Figure 3.4a) pour produire un écoulement rapide dans les trois retenues, érodant ainsi une partie des sédiments accumulés. Toutes les chasses étudiées sont effectuées sur la base d'un même hydrogramme de projet, présenté en Figure 3.4b.




(a) (b)

FIGURE 3.4 – (a) Ouverture progressive des vannes de SMLP (Source : M. Jodeau) (b) Hydrogramme de projet en sortie de SMLP

Après une première vague d'alerte de 25 $m^3/s$, le maintien successif pendant environ 8 heures de deux paliers de débits (respectivement de 110 $m^3/s$ pendant 3-4 heures, puis de 130 $m^3/s$ pendant 4-5 heures) est assuré en partie grâce à l'apport de la retenue amont de Bissorte, avant de revenir au débit initial. En cas de crue significative dans les mois précédents la chasse d'hydrocurage, les barrages sont rendus transparents au cours de l'événement et la chasse hydraulique annuelle est annulée. Cette situation s'est produite en 2008.

Dans le cadre du suivi des chasses de barrage, EDF réalise depuis plus de dix ans des mesures de concentrations en MES, de débit et de la topographie du lit le long de l'Arc et de l'Isère. Ces mesures ont pour but d'estimer l'efficacité des chasses hydrauliques (en estimant les volumes remobilisés) mais aussi l'impact de ces évènements sur le lit de la rivière en aval des barrages. Depuis la chasse de 2005, des campagnes de mesures de grande ampleur ont été menées par le Cemagref (aujourd'hui Irstea), toujours appuyées par EDF et par le LTHE. Toutes ces mesures, variablement denses d'une année sur l'autre, permettent de quantifier précisément le transport solide par suspension pendant les chasses de barrage. Elles sont synthétisées à la fin de ce chapitre.

#### 3.2.2.2 Les chasses et curages du bassin de Longefan

De la même façon que pour les retenues, les bassins de modulation du débit sont soumis au phénomène de décantation des sédiments fins. Cet envasement, illustré par la Figure 3.5a limite également le volume de stockage liquide de ces bassins, et les enjeux sont *in fine* les mêmes que pour les retenues. Néanmoins, contrairement aux trois retenues citées dans le paragraphe précédent, la possibilité de créer un écoulement torrentiel au sein du bassin est réduite. Deux essais de chasses d'hydrocurage en 2008 et 2009 ont montré une efficacité très limitée dans cette configuration. Des curages mécaniques par pompage dilution ont donc été réalisés dans le bassin (Figure 3.5b) en 2010 et 2011.

(a)

(b)

FIGURE 3.5 – (a) Prise de vue aérienne du bassin de Longefan en 2001 (Source : Geoportail) (b) Curage mécanique du bassin de Longefan (2008) (Source : M. Jodeau)

Afin de limiter leur impact sur le milieu, les deux curages ont été réalisés sur une période de trois mois environ. Pour contrôler la propagation des sédiments remis en suspension, des stations de mesures ont été installées par EDF DTG pour la durée des curages. Ce suivi a abouti en particulier à la création de la station de Chamousset pour mesurer du flux de MES en continu.

## 3.3 Description des sites et méthodes de mesure du flux de MES

### 3.3.1 Présentation des méthodes de mesure du flux de MES

#### 3.3.1.1 Méthode de mesure du débit

La plupart des mesures de débits se font via des extrapolations de mesures de vitesses. Une méthode classiquement utilisée consiste à mesurer le champ de vitesses à l'aide d'un moulinet hydrométrique sur plusieurs verticales d'une section en travers, et de calculer le débit dans la section par intégration de ces vitesses sur chaque verticale et sur la largeur de la rivière. Ces mesures restent néanmoins coûteuses en temps et moyens déployés, et supposent des conditions de débits permanents. Pour disposer de mesures continues de débits en régime de débits non-permanents, des mesures de hauteurs d'eau peuvent être réalisées en continu à l'aide de capteurs de pression. Ces mesures de hauteurs d'eau sont ensuite converties en valeur de débits via une courbe de tarage, préalablement construite sur la section de mesure (Perret, 2009 [110]).

Cette méthode est particulièrement fiable lorsque la section en travers se situe au droit d'un ouvrage de génie civil de géométrie stable et connue, ou dans une partie peu dynamique de la rivière. En outre, il peut être délicat de réaliser ces mesures pour des

fortes valeurs de débits, par exemple pendant des épisodes de crues. Ces couples hauteurs-débits dans les gammes de forts débits sont néanmoins très utiles pour calibrer la courbe de tarage. Dans ce cas, des méthodes innovantes et non intrusives peuvent être utilisées, comme par exemple des mesures de vitesse de surface par LSPIV (Large Scale Particle Image Velocimetry) ou par signal radar.

Le Coz et al. (2012) [77] estiment une incertitude liée à la mesure de débit associée à une courbe de tarage de l'ordre de $\sigma_{Q-Mesure} = 7\%$ sur l'Arc. Cette estimation résulte de l'analyse de résultats obtenus pendant une campagne de mesure de 2011. Les auteurs montrent dans ce travail que ces valeurs d'incertitude sont spécifiques au site d'étude. Cette valeur étant la plus précisément établie sur le réseau Arc-Isère, nous l'appliquerons pour tous les sites de mesure de débit. Cette valeur confirme par ailleurs l'ordre de grandeur estimé par Olivier et al. (2008) [103].

#### 3.3.1.2 Méthodes de mesure des concentrations en MES

**3.3.1.2.1 Mesures directes** La mesure la plus directe de la concentration en MES consiste à quantifier la masse de la matière sèche d'un échantillon prélevé au sein de l'écoulement, et de la ramener au volume total de ce dernier. Cette mesure se fait selon la chaîne de mesure filtration-séchage-pesée décrite dans la norme ISO 11923 [3]. La norme indique de filtrer un volume au travers d'une membrane. La membrane est séchée, puis pesée, et la concentration est obtenue par la différence entre la pesée du filtre et le volume filtré (exprimée en mg/l). Néanmoins, cette méthode présente des limites liées aux dimensions physiques des filtres et peut nécessiter un sous-échantillonnage en cas de concentrations élevées. Dans ce cas, sécher l'échantillon entier dans un récipient adapté, pendant un temps plus long, permet d'avoir une valeur de concentration plus représentative.

Plusieurs stratégies de prélèvement existent. Les prélèvements peuvent être manuels ou automatisés au moyen d'une pompe, reliée à une crépine d'aspiration. Selon la configuration du site de mesure, il peut par exemple être choisi d'effectuer des prélèvements au seau depuis un pont. Le prélèvement se fait alors en surface. Le contenu du seau est ensuite ré-échantillonné pour être versé dans un flacon, qui sera enfin analysé en laboratoire. Un préleveur automatique peut aussi être installé sur le site de mesure, afin de s'affranchir de la lourdeur de prélèvements manuels répétés. Une crépine d'aspiration est alors installée dans la colonne d'eau, et une pompe prélève de façon automatique sur une période définie par l'utilisateur des échantillons normés en volume qui rempliront directement des flacons à analyser en laboratoire, supprimant ainsi une étape de ré-échantillonnage. La crépine d'aspiration est fixée de telle façon qu'elle ne soit jamais hors d'eau le temps de la mesure. L'utilisation d'un préleveur a surtout l'avantage de pouvoir augmenter à moindre coût la fréquence d'échantillonnage, l'écart relatif par rapport à des prélèvements manuels étant inférieur à 3% en plusieurs stations de l'Arc (mesures réalisées par l'IRSTEA entre 2005 et 2012).

Le choix de l'emplacement du prélèvement dépend de la configuration du site de me-

sure : facilité d'accès au site, vitesses de l'écoulement, présence de singularités géométriques, d'ouvrages, etc... De plus, la concentration n'est pas toujours homogène dans une section en travers, et le choix de la position du prélèvement nécessite des tests préalables. Dans tous les cas, si cette méthode de mesure est la seule méthode fournissant une valeur directe et fiable de la concentration massique d'un échantillon, elle demande néanmoins un temps important, que ce soit pour réaliser les prélèvements (relève des flacons dans un préleveur automatique ou prélèvements manuels) ou pour quantifier la matière sèche en laboratoire. Pour s'affranchir en partie de ces contraintes, des méthodes de mesures de concentrations indirectes et continues sont de plus en plus utilisées.

Gautheron (1994) [44] a réalisé des tests de répétabilité pour estimer l'incertitude liée au cycle filtration-séchage-pesée. L'incertitude associée à cette méthode est de l'ordre de $\sigma_{Prelev.} = 5\%$ pour des concentrations supérieures à 1 g/l.

#### 3.3.1.2.2 Mesures indirectes

**Mesure de turbidité** La présence de particules en suspension diffuse la luminosité d'un faisceau lumineux incident, et augmente la turbidité de l'eau (qui est donc définie ici comme un état optique de l'eau). La concentration en MES étant ainsi reliée à la turbidité de l'eau, une mesure de la turbidité permet indirectement de quantifier la concentration en MES. La norme ISO 7027 [4] définie le protocole de la mesure dite néphélométrique, par laquelle l'intensité de la lumière, dispersée à un angle de 90 degrés par rapport au trajet de la lumière incidente, est mesurée. On caractérise ainsi la diffusion lumineuse en unité turbidimétrique (NTU), que l'on peut relier ensuite à une mesure de la concentration massique en MES.

En établissant plusieurs couples (MES - Turbidité), on construit une courbe de correspondance entre la turbidité et la concentration massique en MES. Cette courbe dépend de la taille, de la forme et de l'indice de réfraction des particules ainsi que de la longueur d'onde de la lumière incidente. Ainsi, une telle correspondance entre la mesure optique et la concentration massique est généralement établie pour une station et un appareil de mesure en particulier. Elle peut en outre varier selon la saison ; ainsi des matières plus minérales transportées en crue donneront une courbe d'étalonnage différente que des matières en suspension plus organiques. La Figure 3.6 représente deux exemples de ce type de relations.

La Figure 3.6a illustre une courbe de calibration MES/NTU établie grâce à de nombreuses mesures réalisées en une station fixe sur l'Isère, loin des zones de production sédimentaire. La Figure 3.6b représente également une relation MES/NTU, établie sur un des sous bassins versant de l'Isère, plus proche des zones de production sédimentaire. Outre la différence du nombre de données disponibles, ces deux exemples illustrent bien le fait que la relation moyenne entre MES et turbidité diffère autant d'une station à l'autre que de la dispersion des points de mesures par rapport à la relation moyenne. Au-delà de ces questions d'incertitude générées par l'utilisation d'une relation indirecte, la mesure par sonde tubidimétrique présente l'avantage de pouvoir suivre en continu (et de façon

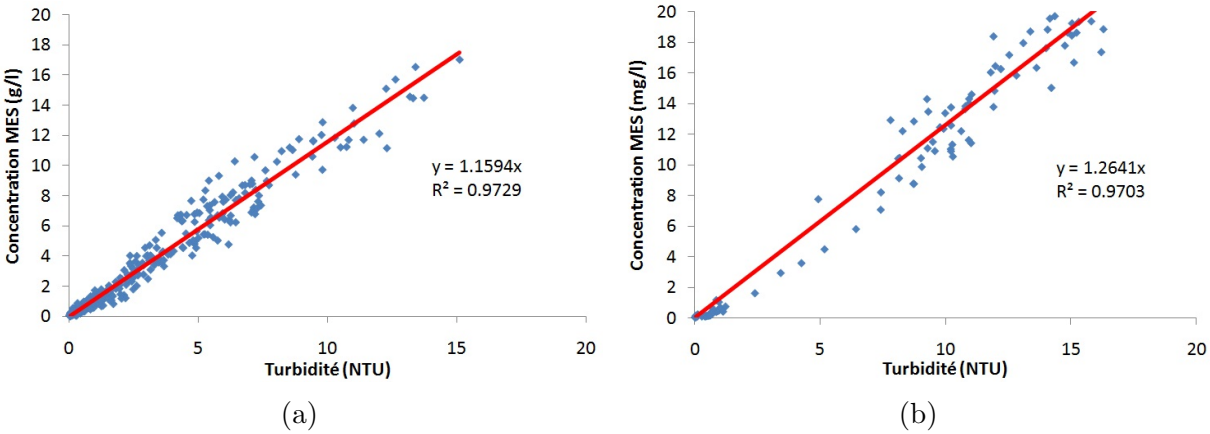



FIGURE 3.6 – Courbes d'étalonnage MES / Turbidité de (a) la station de mesure Grenoble Campus (station LTHE) (b) la station de mesure Arvan St Arves (station Irstea). Appareil utilisé dans les deux cas : Hach Lange Solitax SC-Line TS 50 g/L

télétransmise) les variations de flux de MES. La mesure se fait néanmoins toujours au voisinage du capteur optique, et reste ainsi soumise au risque de non représentativité de la concentration moyenne dans la section en travers.

Navratil et al. (2011) [99] ont montré que pour des concentrations comprises entre 1 g/l et 10 g/l, l'écart type relatif associé à la mesure de concentration en MES à 95% de degré de confiance s'élève à 10 %, soit une $\sigma_{Turbi} = 5\%$.

**Mesure acoustique** Une autre méthode de mesure applicable à l'estimation des flux de MES est la mesure acoustique (ADCP en anglais, pour Acoustic Doppler Current Profiler). Basée sur l'utilisation d'un émetteur-récepteur multi faisceau, la méthode de mesure acoustique fonctionne sur le principe que les particules en suspension se déplacent à la même vitesse que le fluide porteur, au moins localement. Un signal sonore émis par la sonde est réfléchi et atténué par les particules en suspension selon l'effet Doppler. L'analyse de la réflexion de ce signal permet de mesurer la vitesse de déplacement des particules, et donc de l'écoulement. L'atténuation du signal émis permet de mesurer la concentration en MES de l'écoulement. La mesure acoustique est donc la seule méthode de mesure permettant d'avoir une indication à la fois sur la vitesse de l'écoulement et la concentration en MES. De plus, l'utilisation d'un capteur horizontal permet d'avoir une information sur une grande partie de la section en travers, donnant ainsi des informations sur l'homogénéité de la concentration en MES. Disposer d'une telle information spatiale quantitative de la concentration au sein d'une section en travers permet de corriger et préciser considérablement les estimations de flux de MES. Cette méthode, encore en cours de validation, a donné des résultats très encourageants (Moore, 2011 [97]). Néanmoins, des efforts restent à faire pour comprendre l'effet de la granulométrie des particules sur la propagation du signal, et le choix optimal de la fréquence du signal à utiliser. Cette méthode est présentée ici pour son intérêt croissant, mais n'a pour l'instant pas été appliquée sur

l'Arc en Maurienne.

#### 3.3.1.2.3 Représentativité d'un station de mesure

**Hétérogénéité dans une section en travers** De la même façon que pour le débit liquide, le calcul du flux de MES en une station de mesure repose sur l'hypothèse d'extrapolation d'une concentration moyenne dans la section. En fonction de la configuration du site de mesure, de la nature de l'écoulement et des caractéristiques physiques des particules en suspension, la répartition spatiale de la concentration en MES au sein de la surface mouillée peut ne pas être homogène. En outre le paragraphe précédent indique que selon la méthode de mesure employée, la concentration ne sera pas mesurée au même endroit. La concentration mesurée n'est donc pas a priori représentative de la concentration moyenne dans la section. Des études ont montré que cette représentativité dépend en très grande partie du site d'étude (Horowitz et al., 1990 [55], Ryan et Boufadel, 2006 [123]). Il semble donc important de disposer d'informations relatives au site d'étude, plutôt que de valeurs issues de la littérature. Pour cela, des mesures ont été réalisées pendant deux épisodes de chasses de barrage, en deux sites de mesures (voir la Figure 3.9, commentée dans les paragraphes suivants) : sur le site I1 pendant la chasse de 2006, et sur le site A5 pendant la chasse de 2012.

Mesures sur l'Arc : Pendant la chasse de juin 2012, des mesures ont été réalisées depuis le pont du site de mesure A5, au niveau de la commune de Sainte Marie de Cuines. Pour toute la durée de la chasse de barrages, 5 points de prélèvements de surface ont été définis le long de la section en travers. Ces points de prélèvements, notés A, B, C, D et E sont situés respectivement à une distance de 2.5, 7, 12, 25 et 29 m de la rive gauche. Au total, 15 prélèvements simultanés ont été effectués pendant la chasse suivant cette méthode. Parallèlement, des prélèvements plus fréquents ont été réalisés au point de prélèvement B (on notera cette série B'), qui correspond à la plus grande hauteur d'eau dans la section, au milieu du chenal principal et qui est le point de prélèvement usuel à cette station. En moyenne, l'écart relatif entre la chronique B' et la valeur moyenne sur les cinq prélèvements pendant la durée de l'évènement a été estimé à $\sigma - C_{HH} = 17\%$. L'écart type relatif moyen calculé sur les cinq points de prélèvement est de 23 %. L'ensemble de ces mesures sont présentées sur la Figure 3.7.

La Figure 3.7 montre qu'une mesure faite selon « le bon sens physique » permet de garantir une représentativité acceptable de la mesure de concentration en MES par rapport à la valeur moyenne. A l'inverse, les résultats de cette expérience montrent aussi que cette réflexion préalable est nécessaire : certaines mesures présentent localement un écart relatif à la moyenne supérieur à 50%. Ces résultats sont valables pour des prélèvements de surfaces, et ne sauraient être extrapolés avec certitude le long de la dimension verticale.

Des prélèvements le long d'une verticale ont aussi été réalisés pendant la chasse de barrage, à l'aide d'un préleveur profilé. Malheureusement, en raison des fortes vitesses de l'écoulement (4 m/s en surface mesurée au radar SVR), de grandes difficultés ont été rencontrées. Il a été très délicat de faire pénétrer la bouteille de prélèvement au sein de

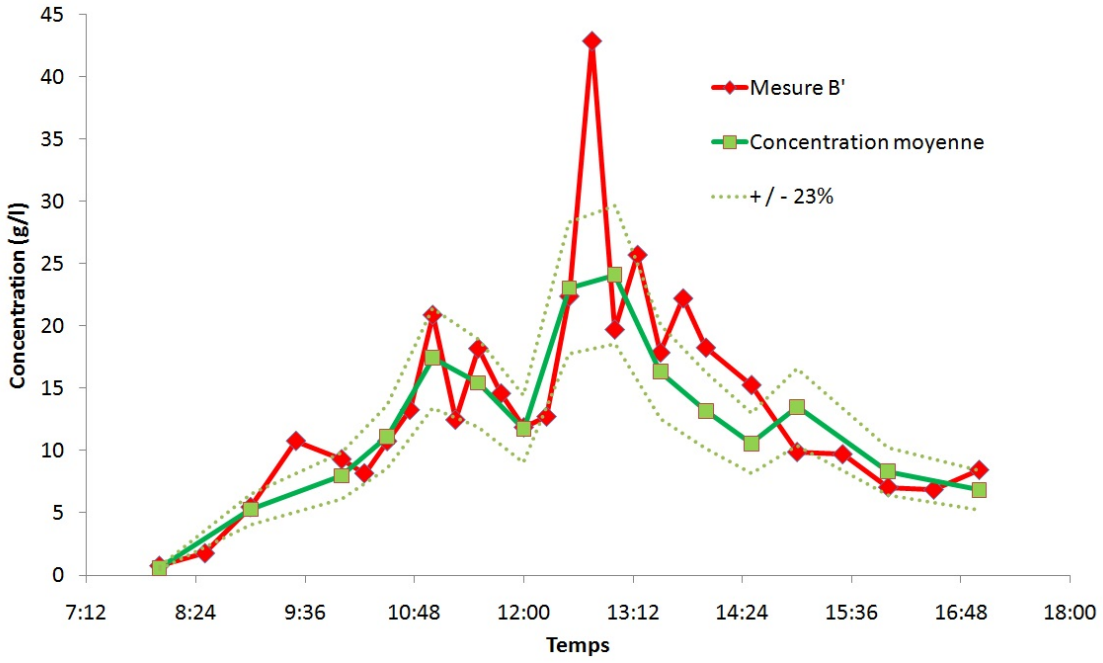



FIGURE 3.7 – Représentativité de la mesure de concentration en A5 pendant la chasse 2012

l'écoulement, et une fois cette opération réalisée une force très importante était exercée sur la corde retenant la bouteille. En outre, le messager servant à refermer la bouteille était fortement ralenti par les vitesses de surface et le mécanisme de fermeture rudement mis à l'épreuve. Ainsi, seuls deux prélèvements ont pu être réalisés, et les échantillons récoltés étaient difficilement exploitables car des pertes de volume de ces échantillons ont eu lieu pendant l'extraction et la remontée de la bouteille.

Mesures sur l'Isère : des mesures de surface le long d'une section en travers ont également été réalisées par Mano (2008) [90] pendant la chasse de 2006 en I1. Des prélèvements ont été réalisés en trois points de la surface depuis un pont toutes les heures pendant douze heures (la durée de l'épisode de chasse). L'écart type relatif moyen est cette fois-ci de l'ordre de $\sigma - C_{HH} = 5\%$. Des mesures ont été réalisées selon une verticale avec une bouteille de type Niskin. Ces mesures ont été réalisées avec plus de succès que sur l'Arc (vitesses de surface plus faibles) pendant la première partie de l'épisode de chasse, avant que la bouteille ne soit emportée par l'écoulement avec l'arrivée du pic de débit. Les quelques mesures ainsi réalisées sur l'axe vertical montrent un écart relatif inférieur à $\sigma - C_{HV} = 3\%$ sur ce site.

Le rôle des confluences : Des mesures ont également été réalisées en 2010 au site de mesure A2, en aval de la restitution de Randens. Ces mesures n'ont pas été réalisées pendant un épisode de chasse hydraulique. Le site de mesure se situant à environ un kilomètre de la confluence de l'Arc avec le canal de restitution de l'usine, une forte hétérogénéité spatiale y était suspectée. En effet, les mesures ont montré un écart relatif supérieur à 30%.

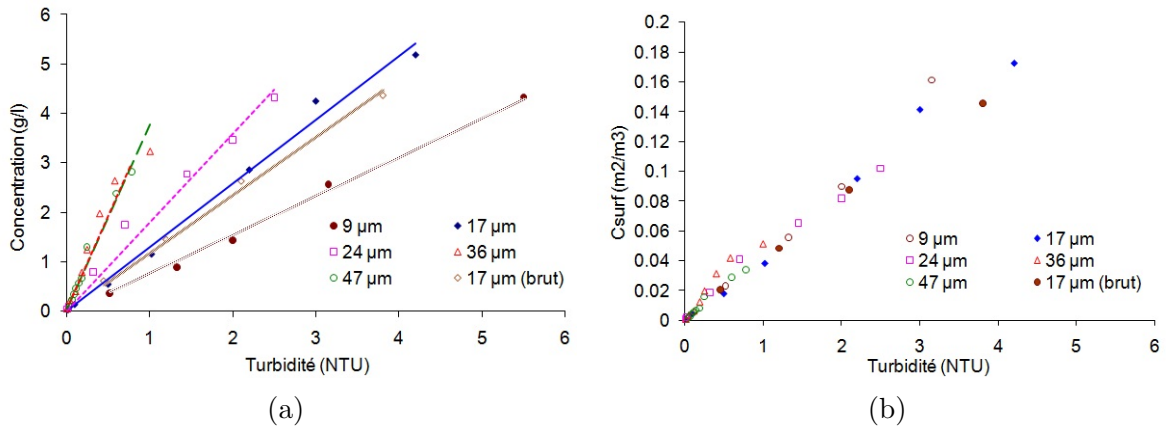
L'eau restituée par le canal est généralement très peu concentrée, comme le confirment des mesures réalisées pendant des chasses. Dans le cas d'écoulements très concentrés de l'Arc (comme pendant les chasses par exemple), le gradient de concentration à l'interface serait donc bien plus fort que pendant les conditions de la mesure, laissant imaginer un mélange encore moins bon.

On voit donc à travers ces trois exemples la dépendance au site de cette notion de représentativité de la mesure. Dans le cas d'une proximité avec une confluence par exemple, l'hétérogénéité sera localement plus élevée que les valeurs mesurées et résultera d'un mélange insuffisant. Les différences d'écarts observés entre l'Arc et l'Isère peuvent provenir de la nature des particules, aussi bien que de la nature de l'écoulement : à Grenoble, exutoire du bassin versant étudié, les particules ont subi un tri granulométrique le long de la rivière par succession de phases de dépôt et de remise en suspension. La distribution granulométrique est donc plus uniforme que sur l'Arc (et avec des particules plus fines), limitant les stratifications spatiales au sein de la section en travers. Des mesures granulométriques des MES sont présentées au Chapitre 6, et confirment ces interprétations.

**Influence de la granulométrie sur la relation MES-Turbidité** La représentativité d'une mesure de concentration en MES par turbidité passe par l'univocité de la relation entre la concentration en MES et la turbidité de l'écoulement. Néanmoins, cette relation dépend de plusieurs facteurs : des facteurs optiques liés à la sonde de mesure, mais aussi et surtout à la nature des particules mesurées. En fonction de la forme et de la taille des particules présentes dans l'écoulement, la diffusion lumineuse n'est pas réfractée de la même façon. Cela signifie en particulier que la relation moyenne établie en une station de mesure n'est a priori pas valable en cas d'écarts importants de la distribution granulométrique des particules transportées.

Mesures en laboratoire : pour quantifier ces effets, des tests ont été réalisés dans le cadre du stage de L. Saguintaah réalisé à l'Irstea en 2012. Durant ce stage (Saguintaah, 2012 [125]), un dispositif de mise en suspension de l'Institut de Mécaniques de Fluides et des Solides à Strasbourg (IMFS) a été utilisé pour quantifier en laboratoire, dans des essais contrôlés, l'influence de la distribution granulométrique des particules sur la relation entre la turbidité et la concentration massique des MES. Des sédiments de l'Arc ont été prélevés sur des plages de dépôts, puis ont été tamisés en laboratoire. Différentes gammes de granulométries ont ainsi été obtenues, et plusieurs courbes de calibration ont été construites pour chacune de ces fractions granulométriques. Pour mesurer la turbidité, une sonde Hach Lange Solitax SC-Line TS 50 g/L a été utilisée (cette sonde est par ailleurs utilisée sur le site Arc-Isère). Ces résultats sont présentés en Figure 3.8.

Un résultat classique (Vongvixay, 2012 [143]) a ainsi été retrouvé : la pente de la relation linéaire est inversement proportionnelle au diamètre médian de la distribution (Figure 3.8a). Ce résultat confirme en outre que la turbidité est proportionnelle à la concentration surfacique de l'échantillon (Figure 3.8b). Cette concentration surfacique faisant intervenir le diamètre des particules ainsi que leur masse volumique, la relation




(a) (b)

FIGURE 3.8 – Relations entre la turbidité et (a) la concentration massique en MES ou (b) la concentration surfacique

entre la turbidité et la concentration massique n'est univoque qu'à condition de disposer d'une estimation de la granulométrie de l'échantillon et de sa masse volumique (Foster, 1995 [40]).

Application à une station de mesure en place :

En pratique, on peut observer sur les courbes d'étalonnage MES-Turbidité d'une station de mesure l'effet de la nature des particules par évènement hydrologique : les mesures d'étalonnage réalisées pendant un même évènement suivent chacune une loi indépendante mais peu éloignée de la courbe d'étalonnage moyenne (Thollet et al., 2013 [133]). En particulier, il a été mis en évidence que ces regroupements de courbes d'étalonnages par événement était d'autant plus marqué que la station de mesure se trouve proche des zones de production. Pour 6 évènements hydrologiques choisis, des calculs de la masse transitée de MES ont été réalisés en se basant soit sur des concentrations en MES issues de la courbe d'étalonnage moyenne, soit issues de la courbe d'étalonnage par événement. Il apparaît que pour un seul évènement, de courte durée par rapport aux autres évènements et peu contributeur en termes de masse transitée par rapport à la période globale, l'écart est très important (de l'ordre de 88%). Néanmoins, l'écart entre les deux méthodes de calcul des flux de MES reste en moyenne faible sur l'ensemble des évènements observés. De plus, les erreurs se compensent sur la période d'étude hydrologique et le biais lié à l'utilisation d'une courbe moyenne disparait à l'échelle de l'année et même de plusieurs évènements hydrologiques.

### 3.3.2 Description des sites de mesure

Afin d'assurer le suivi des flux de MES dans plusieurs configurations hydrologiques et pour répondre à des objectifs de différentes natures (opérationnelles et scientifiques), le site d'étude Arc-Isère est de plus en plus instrumenté. Le réseau des stations de suivi du flux de MES en continu se densifie d'année en année (1 station en 2006 contre 4 stations opérationnelles en 2013). Par ailleurs, les épisodes de chasses de barrage sont l'occasion de nombreuses campagnes de mesure hydro-sédimentaires depuis 2005, que ce soit pour

l'estimation du transport solide par charriage ou par suspension. Pour ces évènements, dont la durée est de l'ordre de la journée sur l'ensemble du site d'étude, des sites de mesures sont choisis et utilisés uniquement le temps de l'évènement.

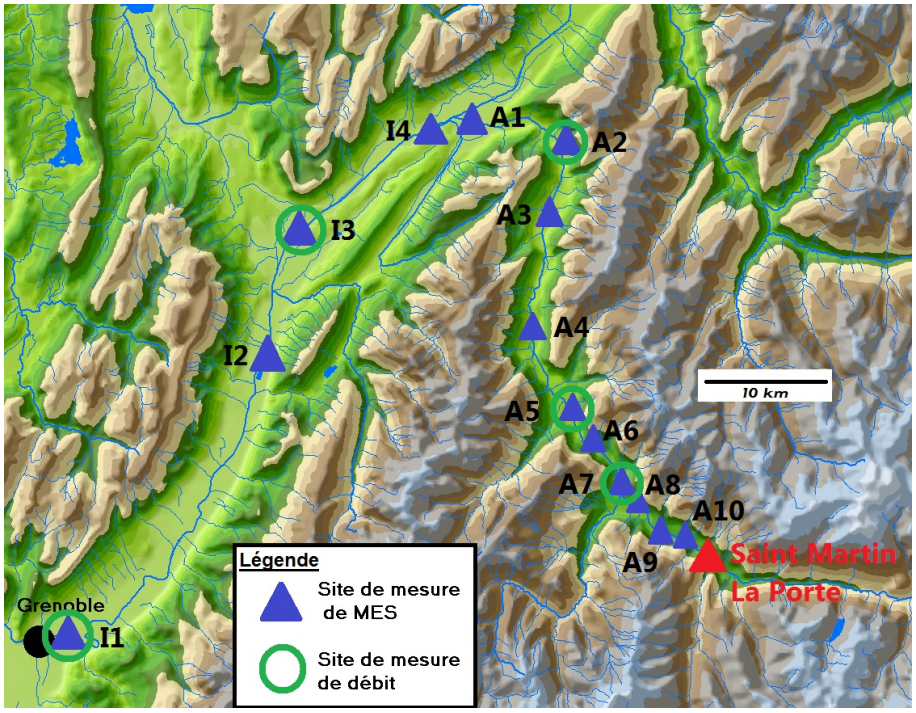



FIGURE 3.9 – Localisation des sites de mesures

La Figure 3.9 montre l'ensemble des sites de mesure ayant produit au moins une fois des données utilisable dans ce travail. Leur nomenclature suit leur dénombrement à partir de l'exutoire de chacune des rivières, précisé par la lettre I pour les sites se trouvant sur l'Isère et A pour les sites de mesures situés sur le lit de l'Arc.

#### 3.3.2.1 Sites de mesure événementiels

Les sites de mesures présentés sur la Figure 3.9 sont des sites de mesures définis pendant les campagnes de mesures durant les chasses de barrage de l'Arc depuis 2006, citées précédemment. Les sites de mesures ont été définis pour couvrir une zone spatiale la plus large possible, tout en respectant la contrainte de sécurité d'une accessibilité facilitée au site. D'une année sur l'autre, de nouveaux sites ont été choisis, et d'autres ont été abandonnés, comme ce fut par exemple le cas pour le site A2. Ce site, facile d'accès, a été utilisé trois années de suite jusqu'à que des tests d'homogénéité de la concentration en MES montrent que l'endroit du prélèvement n'était pas représentatif en termes de concentrations moyenne.

Le site évènementiel le plus instrumenté est sans aucun doute le site de mesure A5. Ce site de mesure est en effet très facile d'accès depuis l'autoroute, le lit de l'Arc est

représentatif de l'ensemble de la rivière à cet endroit et un banc de galet a fait l'objet de nombreuses études hydro-sédimentaire (Jodeau, 2007 [62], Camenen, 2008 [19], Jaballah, 2013 [58]). Sur ce site de mesure, des mesures de débits sont faites pendant les chasses, et le fait de pouvoir mesurer en un même site plusieurs processus physiques est une opportunité qui encourage les équipes à participer à ces mesures. Par exemple, des mesures de transports solides par charriage y sont réalisées depuis 2011 (Camenen, 2012 [18]), ainsi que des mesures de vitesses de chute de sédiment en suspension (voir chapitre 6) ou encore des mesures de vitesses de surface par radar SVR en 2012.

Les méthodes de mesure utilisées reposent sur des techniques de prélèvements, manuels ou automatiques. Le matériel doit en effet être retiré de chacun des sites après la mesure, et pour des raisons de sécurité, du matériel sophistiqué et coûteux comme un turbidimètre ne peut pas être laissé sans surveillance le temps de la mesure. Au fil des ans, l'utilisation de préleveurs automatiques a été systématisée, afin de réduire le coût humain des campagnes de mesure et d'introduire plus de régularité et de précision dans la mesure de la concentration en MES.

Les données disponibles pour les chasses de barrage sont rassemblées dans le Tableau 3.1 (données disponibles sur demande aux différents organismes). Les positions de chacun des sites de mesures sont données dans ce tableau, les positions kilométriques étant calculées à partir de la confluence Arc-Isère : les sites de mesures se situant sur l'Arc ont ainsi des abscisses négatives, tandis que les sites de mesures sur l'Isère ont des abscisses positives.

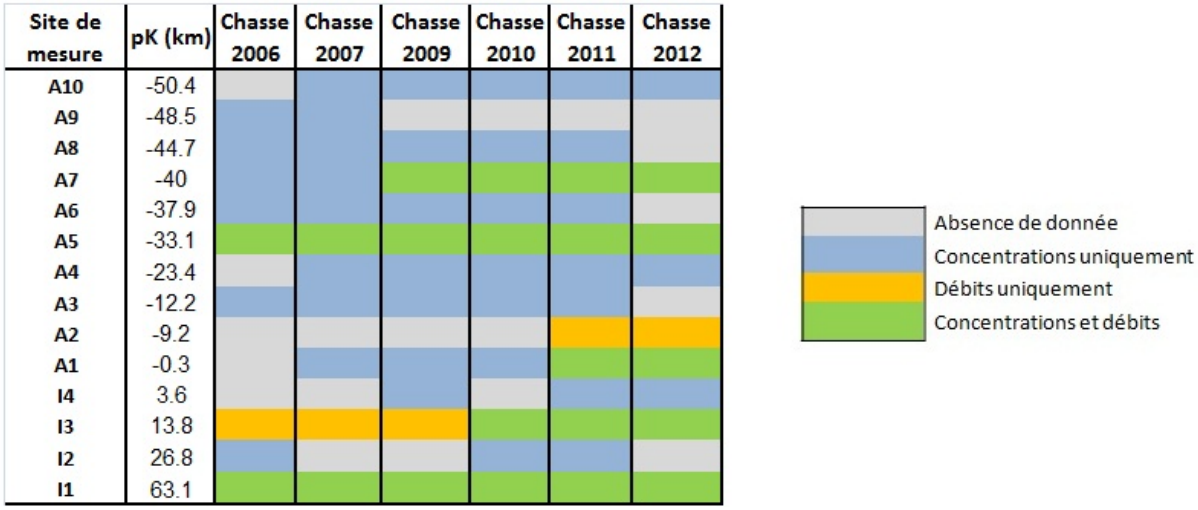



Tableau 3.1 – Données disponibles pour les chasses hydrauliques de l'Arc

#### 3.3.2.2 Réseau de stations de mesure pérennes

Au moment de l'écriture de ce texte, on peut compter quatre stations opérationnelles de mesure de flux de MES en continu : la station Grenoble Campus I1 (depuis 2006), la station Montmélian I3 (depuis 2009), la station Chamousset A1 (depuis 2011) et la station de Pontamafrey A7 (depuis 2009). Ces stations comprennent un dispositif de mesure de débit et un dispositif de mesure des concentrations en MES. Toutes les mesures turibidimétriques réalisées sur ces quatre stations sont issues de sondes Hach Lange Solitax SC-Line TS 50 g/L.

**La station de Grenoble Campus (I1)** est la plus ancienne des quatre stations pérennes. Elle est gérée par l'ENSE3 et EDF. Des jaugeages y sont effectués régulièrement par des élèves ingénieurs dans le cadre de travaux pratiques. La section en travers de la rivière au niveau de la station est stable, régulière et endiguée de chaque côté. Pour suivre les différents paramètres physico-chimiques de l'écoulement, une sonde multi paramètres est installée sur le site. Les mesures en continu de concentrations en MES sont obtenues par une mesure optique avec un capteur turbidimétrique et des prélèvements réguliers sont effectués pour construire la relation MES-Turbidité. Les mesures de flux en cette station sont disponibles sur la période T1 : du 27/03/2006 au 31/12/2012.

**La station de Montmélian (I3)** se situe au droit du seuil profilé construit dans les années 80 sous le pont du Mollard, dans la commune de Montmélian. Le seuil assure un contrôle hydraulique propre et stable au niveau de la section de mesure, et la courbe de tarage a été établie avec de nombreux jaugeages par la DREAL (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement). Un turbidimètre a été installé ainsi qu'un capteur de pression en rive droite, en amont du seuil (Figure 3.10a). Les mesures de flux en cette station sont disponibles sur la période T3 : du 01/09/2009 au 31/12/2012.

(a) (b)

FIGURE 3.10 – (a) Station de mesure I3 (Source : C. Dall'Osto, 2010) (b) Station de mesure A1 (Source : F. Thollet, 2011)

**La station de mesure de Chamousset (A1 et A2)** est répartie en deux sites de mesures, distants d'environ neuf kilomètres : un site de mesure du débit, situé neuf kilomètres en amont de la confluence Arc-Isère, et un site de mesure de la concentration en MES, situé 200 mètres en amont de la confluence. La station de mesure de débit était déjà en place, et il a été jugé préférable par les autorités compétentes de garder l'emplacement de la station de mesure de débit au moment de l'installation de la station de mesure des concentrations en MES. Entre les deux stations en effet, il n'y a aucun apport de débit. La station de débit reste donc représentative du volume d'eau sortant de l'Arc, et la station de mesure des concentrations en MES permet de tenir compte de la dynamique sédimentaire de ce tronçon de l'Arc long de neuf kilomètres en amont de la confluence. La station de mesure de débit est équipée d'un capteur de pression et la courbe de tarage est construite par le SPC (Service de Prévision des Crues). La station de mesure des concentrations en MES comporte un préleveur automatique ainsi qu'un turbidimètre (Figure 3.10b). Les mesures de flux en cette station sont disponibles sur la période T4 : du 25/05/2011 au 01/08/2012 (défaillance de la sonde à partir de cette date et absence de données pendant plusieurs mois ensuite).

**La station de Pontamafrey (A7)** se situe sur l'Arc, en aval de la confluence de l'Arc avec l'Arvan et juste en aval de la restitution du bassin de Longefan. Sur cette station, un seuil en béton a été renforcé et amélioré afin d'assurer une meilleure fiabilité de la mesure des bas débits. Cette station intègre en effet le débit réservé en sortie du barrage de Saint-Martin-La-Porte, le débit de l'Arvan ainsi que celui de petits torrents de montagne. La station est également équipée d'un turbidimètre ainsi que d'un préleveur automatique. Les mesures de flux en cette station sont disponibles sur la période T2 : du 17/04/2009 au 01/11/2012

Au droit des quatre stations de mesures pérennes décrites précédemment, des mesures au pas de temps variables de concentrations en MES et de débits sont donc disponibles. Les quatre périodes de disponibilité de ces variables pour chacune de ces stations (T1, T2, T3 et T4) se superposent sur une période de validité commune supérieure à une année. Les données à la station Campus étant fournies au pas de temps de 30 minutes, l'ensemble des données issues de ces stations de mesure ont été ré-échantillonnées par interpolation linéaire sur ce même pas de temps, par souci d'homogénéité de ces données et pour faciliter la manipulation de fichiers trop volumineux sinon.

## 3.4 Conclusions

Dans ce chapitre, le site de d'étude a été présenté. La gestion des ouvrages hydroélectrique joue un rôle important dans les transferts de flux hydriques et sédimentaires au sein de ce bassin versant. Les principales méthodes de mesure de débit et de concentration en MES utilisées sur ce site ont été détaillées. Les incertitudes de mesures associées à ces méthodes ont été explicitées et les avantages des méthodes discutés. Le site d'étude comprend un large réseau de mesure pour le transport en suspension : quatre stations de mesures pérennes fournissent en continu des mesures de débits et de concentrations. Plusieurs sites de mesures sont équipés pendant les chasses de barrages de l'Arc fournissant un jeu de donnée spatial et temporel très détaillé dans l'espace et dans le temps. L'ensemble de ces données est analysé dans les deux chapitres suivants.

**IMPORTANT** : Dans la suite du manuscrit, le contenu des chapitres fera souvent appel aux sites de mesure ou à des lieux géographiques précis. Dans le but de faciliter la lecture, les cartes et profil en long indiquant la position géographique des éléments clés sont rassemblés en Annexe A. Le lecteur pourra donc utiliser celle-ci sous la forme d'une « feuille volante ».

Chapitre 4

# Dynamique spatiale et temporelle des flux de MES

## Sommaire


**4.1 Introduction** . . . . . **84**

**4.2 Suivi spatio temporel des flux de MES générés par les chasses de barrage de l'Arc** . . . . . **84**

4.2.1 Un jeu de données détaillé, complété par la modélisation hydraulique . . . . . 84

4.2.2 Distribution spatiale des flux de MES . . . . . 87

4.2.3 Diagrammes C-Q . . . . . 89

**4.3 Echantillonnage d'évènements hydrologiques** . . . . . **92**

4.3.1 Choix de la chronique, choix de la méthode . . . . . 92

4.3.2 Echantillonnage des trois variables . . . . . 94

4.3.3 Analyse des évènements échantillonnés . . . . . 96

**4.4 Suivi spatio-temporel d'évènements hydrologiques remarquables** . . . . . **103**

4.4.1 Evènements échantillonnés . . . . . 103

4.4.2 Exemples détaillés . . . . . 104

**4.5 Conclusions** . . . . . **107**

## 4.1 Introduction

Pour comprendre la dynamique du transfert des flux de MES à l'échelle du bassin versant, des outils d'analyses adaptés sont nécessaires. Dans le chapitre précédent, un récapitulatif des données disponibles relatives aux flux de MES a été établi : d'une part des mesures événementielles réalisées pendant les chasses de barrage, spatialement et temporellement détaillées, et d'autre part des chroniques longues de débits et de concentrations en MES. Ainsi, une analyse spatio-temporelle détaillée des flux de MES générés par les chasses hydrauliques annuelles de l'Arc sera d'abord présentée. L'objectif de cette analyse est de quantifier la propagation des signaux de débits, de concentrations et de flux produits par les chasses de barrage. Les diagrammes C-Q des signaux mesurés seront utilisés dans ce chapitre comme outil de visualisation et comme aide à la compréhension des processus de transfert. Dans une seconde partie, les résultats obtenus pour les chasses de barrages seront comparés aux résultats partiels obtenus à partir des chroniques de mesure en continu pour d'autres évènements que les chasses de barrage. Pour cela, un échantillonnage des évènements hydrologiques sera d'abord réalisé sur la plus longue des chroniques de mesure en continu. Les évènements hydrologiques échantillonnés, et les chroniques de mesure des autres stations serviront à faire une analyse spatiale et temporelle partielle de certains de ces évènements.

## 4.2 Suivi spatio temporel des flux de MES générés par les chasses de barrage de l'Arc

### 4.2.1 Un jeu de données détaillé, complété par la modélisation hydraulique

Depuis 2006, des campagnes de mesure ont été menées sur l'Arc et l'Isère pendant les chasses de barrages. Une analyse spatiale et temporelle détaillée est donc possible pour ces évènements de « crue artificielle ». L'ensemble des données disponibles a été présenté dans le chapitre précédent. Seules les concentrations en MES ont généralement été mesurées, à l'exception des stations de mesure de débit. Pour compléter ce jeu de données et disposer en tout site de données de concentrations et de débit, un modèle numérique hydraulique a été construit, calé et appliqué à toutes les chasses. Ce modèle est présenté en détail dans le chapitre 7.

Chaque année, les exploitants des barrages produisent un hydrogramme de débit en se basant sur un hydrogramme de projet (Figure 3.4b). La bonne réalisation de cet hydrogramme cible n'est pas toujours aisée : des conditions particulières de débits ou des disfonctionnement liés à différents organes des ouvrages peuvent perturber la mise en place d'un hydrogramme pré-défini. La Figure 4.1 présente les hydrogrammes de débits mesurés sur le site A5, en regard de l'hydrogramme de projet.

Cette figure illustre le fait que l'hydrogramme de projet est reproduit année après année de façon similaire depuis 2006. Néanmoins, il illustre également que des singula-

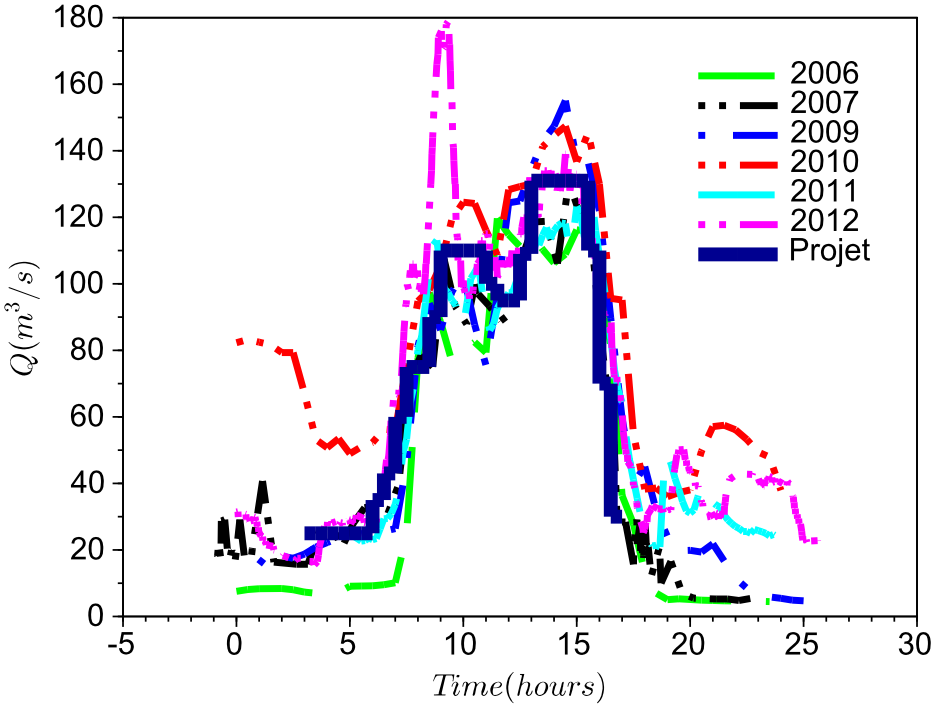



FIGURE 4.1 – Comparaison des hydrogrammes de chasse mesurés en A5 et de l'hydrogramme de projet

rités apparaissent sur les hydrogrammes mesurés. Par exemple, on remarque la présence d'un pic de débit très élevé en 2012 pendant la première partie de l'hydrogramme. Ce pic de débit représente un volume d'eau devant initialement être redirigé vers une conduite forcée, ce qui n'a pu être le cas pendant cette chasse. De la même façon, le maximum mesuré en 2009 arrive bien pendant le second palier de débit, mais avec une amplitude supérieure à la valeur de projet.

La Figure 4.2 représente des exemples de signaux mesurés de débits et de concentrations en MES, en deux sites de mesure différents (A7 et I1) et pour deux épisodes de chasse de barrage (2007 et 2009). Elle illustre les différences en termes de réponse sédimentaire à des épisodes de chasse de barrage qui sont basés sur un même hydrogramme de projet, et donc réalisés avec la même finalité. Sur le site A7 en 2009 (Figure 4.2a), le pic de concentration (et plus globalement l'ensemble du signal de concentration) est mesuré pendant le second palier de débit. En revanche, en 2007 sur le même site A7 (Figure 4.2c), le pic de concentration est mesuré pendant le premier palier de débit. Dans les deux cas, le pic de concentration précède le pic de débit. La valeur du premier palier de débit est comparable d'une année à l'autre (110 $m^3/s$) et celle du second palier diffère de seulement 20 $m^3/s$. Par contre, les valeurs maximales de concentrations diffèrent de manière non négligeable : le pic de concentration mesuré en 2009 est de 10 g/l environ, contre 16 g/l environ en 2007.

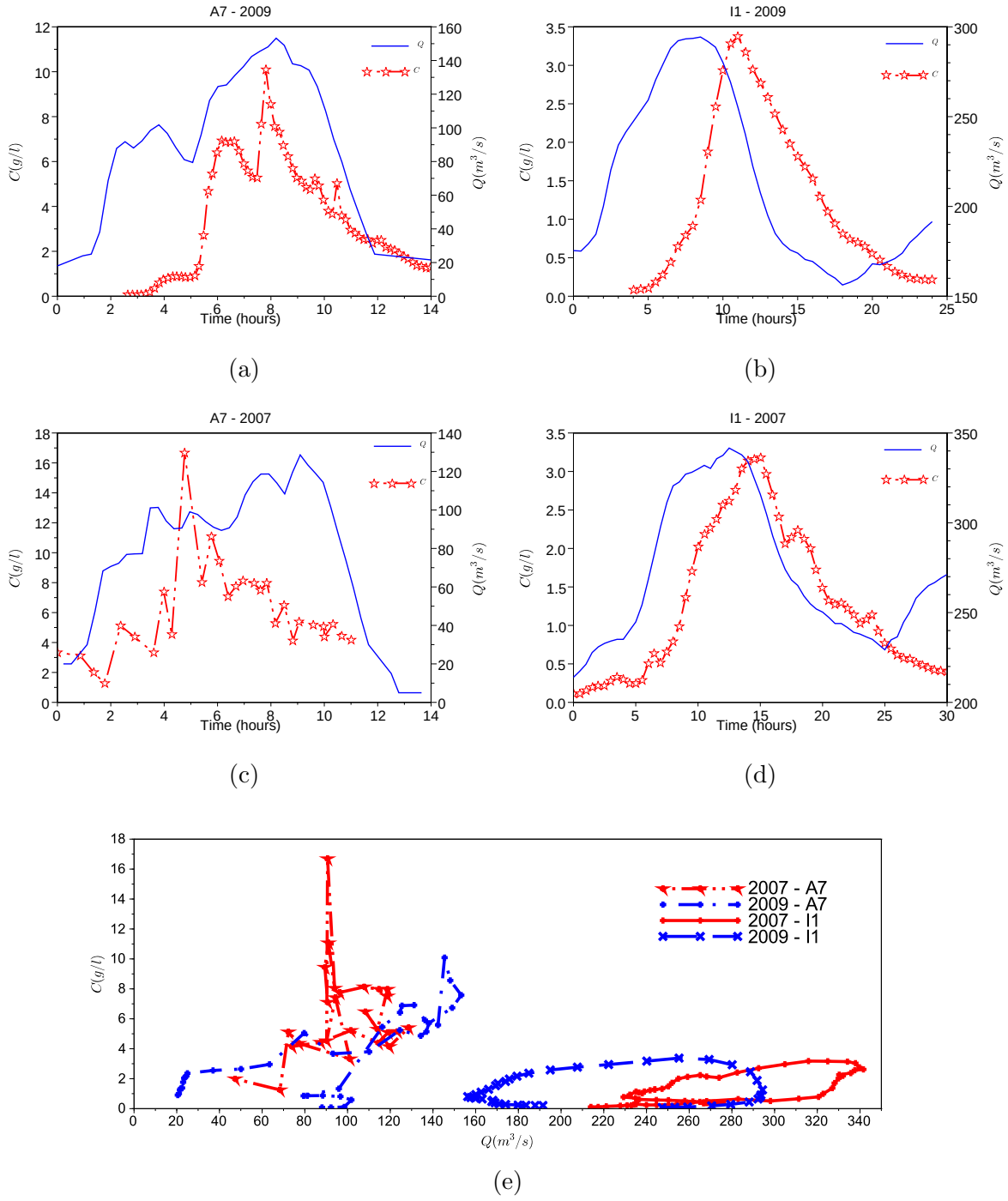



FIGURE 4.2 – Signaux de débits et de concentrations mesurés en A7 pour les chasses de 2007 (a) et 2009 (c) et en I1 pour les mêmes années ((b) et (d)). Diagrammes C-Q correspondants (e).

Sur le site de mesure I1, la position relative des signaux de concentrations par rapport à l'hydrogramme de débit est la même (Figure 4.2d et Figure 4.2b), bien que les signaux

mesurés en A7 montrent des tendances très différentes. De plus, la valeur maximale de concentration est similaire les deux années et la forme générale des deux signaux est homogène. Seule la valeur maximale des hydrogrammes mesurés diffère d'environ 50 $m^3/s$. Ces tendances apparaissent clairement dans l'analyse des diagrammes C-Q correspondants (Figure 4.2e). Ces courbes prennent des aspects complexes en A7 pour les deux épisodes de chasse, et la variation relative se fait surtout pour les valeurs de concentrations. En I1, les signaux forment des boucles clairement définies, de sens de rotation horaire inverse et c'est la variation des débits qui est la plus importante. Cette évolution spatiale du signal est analysée en détail dans les deux paragraphes suivants.

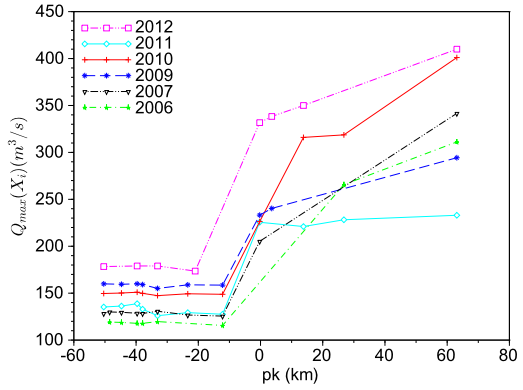
### 4.2.2 Distribution spatiale des flux de MES

Pour chaque site de mesure, les valeurs maximales de concentration, de débit et de flux instantané ont été relevées. Les différentes distributions spatiales de ces valeurs sont représentées sur les graphiques de la Figure 4.3 (a, c et e). Ces figures confirment les tendances observées au travers des deux exemples du paragraphe précédent. Les valeurs maximales de concentration en sortie du barrage de SMLP (site de mesure A10) couvrent une large gamme de valeurs (entre 10 g/l en 2007 ou 2009 et 45 g/l en 2012) et convergent vers des valeurs plus proches en I1 (entre 3 et 7 g/l). Entre les deux frontières du domaine d'étude, des larges variations locales sont également observées : des écarts de 10 g/l sur la valeur maximale de concentration sont mesurés sur l'Arc pendant la chasse de 2010.

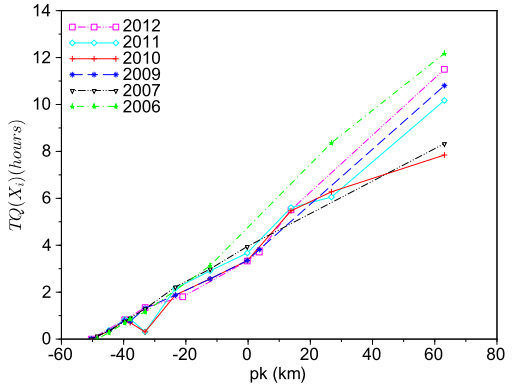
Les débits maximums mesurés sur l'Arc varient entre 120 $m^3/s$ et 150 $m^3/s$, à l'exception de 2012 uù un pic précoce de 180 $m^3/s$ a été observé. A l'inverse, le débit de base de l'Isère au moment de l'évènement de chasse n'est pas ou peu contrôlé, et l'hydrogramme de chasse rencontre à la confluence avec l'Isère un débit très varié d'une année sur l'autre. Le débit de pointe de l'hydrogramme mesuré en I1 varie en effet de 230 $m^3/s$ en 2011 à 410 $m^3/s$ en 2012. Du fait de ces deux variations antagonistes de débit et de concentration sur l'Arc ou sur l'Isère, les valeurs de flux instantané sont globalement conservées le long du domaine d'étude, sauf en 2012 où la valeur maximale de flux instantané de MES chute à la station de mesure I1.

Les graphiques (b), (d) et (f) de la Figure 4.3 indiquent le temps de passage du maximum de chacune des variables de débit, de concentration en MES et de flux instantané de MES dont la distribution spatiale est représentée sur le graphique voisin. Les temps de passage évoluent de façon continue, presque linéairement, et ce pour les trois variables. Des variations locales apparaissent malgré tout. Et peuvent entrainer un décalage temporel qui sera conservé le long du site d'étude. C'est le cas par exemple pour les concentrations en MES, et en particulier pour la chasse de 2006. Au cours de cette chasse, peu de mesures ont été réalisées sur les sites de mesure en amont du domaine. Ainsi, la valeur maximale mesurée s'éloigne potentiellement de la valeur maximale réelle, et les variations autour de cette valeur maximale expliquent la difficulté de calculer un temps de propagation de l'évènement en se basant sur la valeur maximale mesurée du signal.

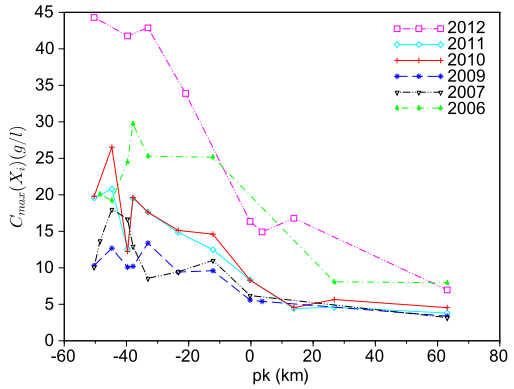
Cette méthode reste néanmoins satisfaisante pour ce type d'évènement, et fournit des



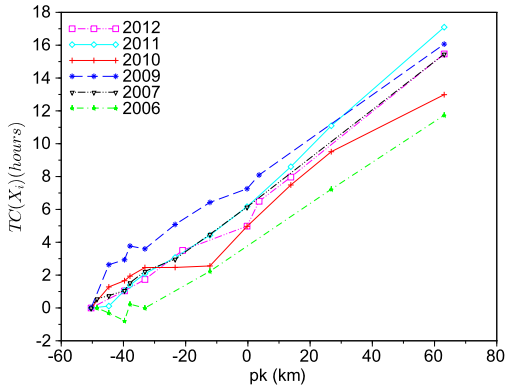

(a) $Q_{MAX}(X)$



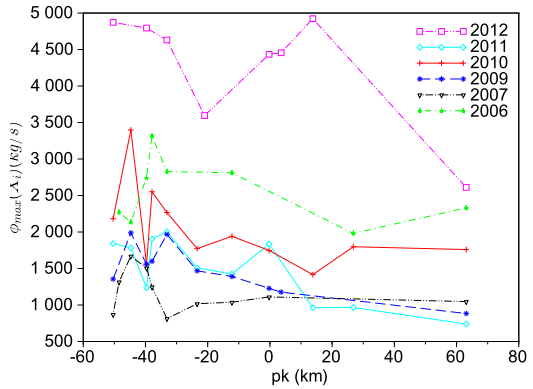

(b) Temps de passage des débits



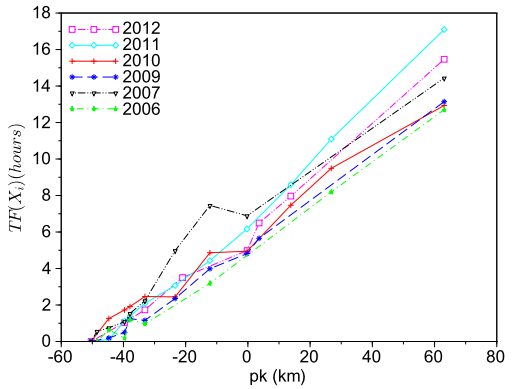

(c) $C_{MAX}(X)$




(d) Temps de passage des concentrations




(e) $\phi_{MAX}(X)$




(f) Temps de passage des flux

FIGURE 4.3 – Distributions spatiales des paramètres hydrosédimentaires. pK = 0km au niveau de la confluence Arc-Isère.

informations sur le temps de propagation moyen des chasses hydrauliques sur l'ensemble du domaine d'étude. Il faut ainsi en moyenne 10 heures au maximum de débit pour

parcourir la distance qui sépare le barrage de SMLP de la station de mesure I1, alors qu'il faut 14h30 pour le signal de concentration et 14h10 pour le signal de flux. Ces différences soulignent une propagation différenciée, qui est analysée dans le paragraphe suivant.

### 4.2.3 Diagrammes C-Q

Le paramètre $\Delta T = t_{C_{MAX}} - t_{Q_{MAX}}$, différence temporelle entre le moment où est mesuré le maximum de concentration et le moment où est mesuré le maximum de débit, est une indication fiable sur la position relative du signal de concentration et du signal de débit. Nous avons vu au paragraphe 2.3.2 la complexité, mais aussi l'utilité, d'étudier les diagrammes C-Q. La Figure 4.2e illustre le potentiel de l'étude de l'ensemble des diagrammes C-Q disponibles pour les chasses de barrage, mais laisse également entrevoir sa lourdeur. Le paramètre $\Delta T$ donne un élément simplement interprétable et objectif permettant d'avoir une vue d'ensemble de la dynamique saptio-temporelle des diagrammes C-Q. La Figure 4.4 représente la distribution spatiale de ce paramètre, calculé en chaque site de mesure et pour toute les chasses depuis 2006.

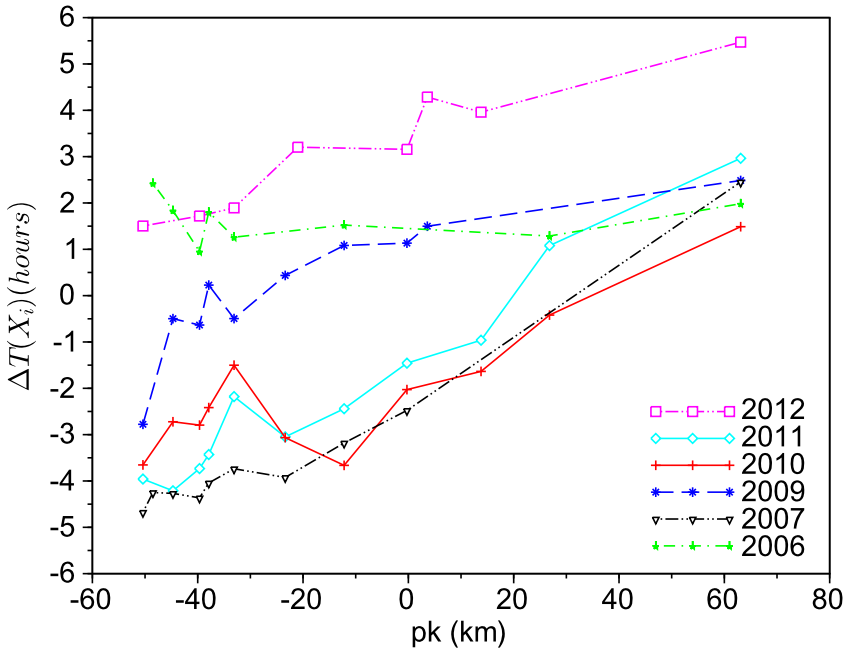



FIGURE 4.4 – Distribution spatiale des écarts de temps entre le maximum de débit et de concentration

Cette distribution spatiale présente de fortes hétérogénéités, surtout en amont du domaine d'étude. En effet, $\Delta T$ varie d'une avance du pic de concentration sur le pic de débit de 5 heures en 2007 à un retard 2 heures 30 mn mesuré en 2006. Ce paramètre évolue

ensuite de façon croissante jusqu'au site de mesure I1, où l'ensemble des valeurs de ce paramètre deviennent positives et représentent en moyenne un retard d'environ 2 heures.

La chasse de 2012 a un comportement particulier, car le pic de débit a eu lieu de façon exceptionnelle pendant le premier palier de débit de l'hydrogramme de chasse. Ainsi, l'ensemble des valeurs du paramètre $\Delta T$ pendant cette chasse sont translatées de quelques heures de plus par rapport aux autres distributions. Par ailleurs, $\Delta T$ change de signe (l'avance du pic de concentration devient un retard) pour quatre de ces événements de chasse, et ce changement de signe n'a pas lieu au même endroit géographique.

Ce changement de signe du paramètre $\Delta T$ indique donc une évolution progressive de la position relative des deux signaux de débit et de concentration en MES. De la même façon, la forme du diagramme C-Q des chasses de barrage évolue le long du domaine d'étude. Comme le montre l'exemple illustré en Figure 4.2e, on observe pour toutes les chasse une évolution du diagramme C-Q d'un motif complexe vers une boucle anti-horaire clairement définie.

Le Tableau 4.1 indique en outre le site de mesure à partir duquel le changement de signe de $\Delta T$ intervient, le site de mesure à partir duquel le diagramme C-Q est clairement identifiable à une boucle ainsi que les vitesses moyenne de propagation pour chacune des variables. Ces vitesses moyennes de propagation sont définies par la durée totale de propagation du maximum de chacune des variables divisé par la distance qui sépare les sites A10 et I1.

| Année de la chasse | $V_Q$ (m/s) | $V_C$ (m/s) | $V_\phi$ (m/s) | Site d'inversion du signe de $\Delta T$ | Site d'apparition d'une boucle C-Q |
|---|---|---|---|---|---|
| 2006 | 2.51 | 2.60 | 2.40 | I2 (pK = 26.8km) | X |
| 2007 | 3.67 | 1.98 | 2.12 | I1(pK = 63.1km) | I1 (pK = 63.1km) |
| 2009 | 2.82 | 1.90 | 2.32 | A3 (pK = −12.2km) | A4 (pK = −23.4km) |
| 2010 | 3.89 | 2.35 | 2.36 | I2 (pK = 26.8km) | I1 (pK = 63.1km) |
| 2011 | 3.00 | 1.79 | 1.79 | I2 (pK = 26.8km) | I2 (pK = 26.8km) |
| 2012 | 2.66 | 1.98 | 1.98 | I1 (pK = 63.1km) | X |
| Moyenne | 3.09 | 2.10 | 2.16 | | |

Tableau 4.1 – Tableau récapitulatif des vitesses de propagation moyennes (en m/s) pendant les chasses pour chacune des trois variables, du site de changement de signe et d'apparition de la forme en boucle

Il apparait que pour la plupart des chasses, la forme de boucle n'apparaît qu'à partir des derniers sites de mesure sur l'Isère. Seule la chasse de 2009 fait exception : en effet, le diagramme C-Q a évolué rapidement vers une forme de boucle qui est observée dès le site de mesure A3, 12 km en amont de la confluence Arc-Isère. Les vitesses de propagation du maximum de chaque variable varient de façon significative d'une année sur l'autre, mais aussi et surtout d'une variable à l'autre. En particulier, les vitesses de propagation

vérifient pour tous les évènements de chasse de barrage $V_Q > V_\phi > V_C$. En moyenne, les vitesses vérifient de plus $V_\phi \cong V_C$ et $V_C = 2/3V_Q$.

Cette différence entre les valeurs de vitesse est importante et on remarque encore une fois que le signal de flux est conditionné par le signal de concentration. Cette différence de vitesse de propagation peut s'expliquer par deux phénomènes : tout d'abord, les évènements de chasse de barrage sont des évènements transitoires, et présentent de forts gradients de débits au début et à la fin de l'évènement. Ce type d'hydrogramme a donc à l'échelle du bassin versant un comportement d'onde dynamique. Or les termes additionnels de vitesses liés à ce type d'écoulement n'interagissent pas avec le transport des MES, qui sont transportées à la vitesse moyenne de l'écoulement. De plus, les masses de MES transitées interagissent avec le lit de la rivière, et des successions de dépôt et de remise en suspension participent au ralentissement général du signal de concentration.

La différence d'évolution de forme du diagramme C-Q pour la chasse de 2009 s'explique ainsi de la manière suivante : la position du signal de concentration en sortie du barrage de SMLP précède le signal de débit, mais d'une différence assez faible. En outre, par rapport aux autres chasses ayant la même configuration initiale (2007, 2010 et 2011), la différence entre $V_Q$ et $V_C$ est la plus grande. Le changement de signe de $\Delta T$ a ainsi lieu plus en amont dans le transit global que pour les autres évènements de chasses. De plus, le signal de concentration mesuré en 2009 est moins discontinu sur l'Arc que celui mesuré les autres années.

Les vitesses de propagations mesurées pendant la chasse de 2006 ne suivent pas les mêmes tendances que pour les autres chasses. Pour cet épisode de chasse, les signaux de concentrations ont été en effet très peu échantillonnés, en particulier sur les sites de l'Arc les plus en amont. Ainsi, le maximum de concentration utilisé pour calculer la vitesse de propagation du signal de concentration a probablement été mesuré à un instant différent du maximum réel. Un calcul de cette incertitude sur la mesure de concentration liée à la fréquence d'échantillonnage, détaillé dans le Chapitre 5, montre que celle-ci devient négligeable pour les autres épisodes de chasse.

La propagation des chasses de barrages le long du domaine ne se fait donc pas à la même vitesse pour les signaux de débits et de concentrations. Du fait de la différence de vitesse de propagation, des phénomènes de dépôt / reprise et de la dispersion liée à l'écoulement, les diagrammes C-Q des chasses de barrage convergent vers une même forme de boucle anti-horaire mesurée en I1. Cette convergence de forme intervient alors que les épisodes de chasse de barrage présentent une grande diversité de concentrations mesurées (sur l'Arc principalement) et de débits relevés (sur l'Isère principalement). Il est donc nécessaire de vérifier si ce comportement est propre aux chasses de barrage ou bien est généralisable à d'autres évènements hydrologiques. Cette analyse est faite dans les paragraphes suivants.

## 4.3 Echantillonnage d'évènements hydrologiques

### 4.3.1 Choix de la chronique, choix de la méthode

#### 4.3.1.1 Vue d'ensemble de la chronique I1

Bien que la station de mesure I1 soit la plus ancienne et détienne en conséquence le plus important jeu de données, la durée totale de la chronique de mesure n'excède pas 7 ans. La Figure 4.5 représente la chronique totale de débit $Q(t)$, de concentration en MES $C(t)$ et du flux instantanné de MES $\phi(t) = Q(t) \times C(t)$.

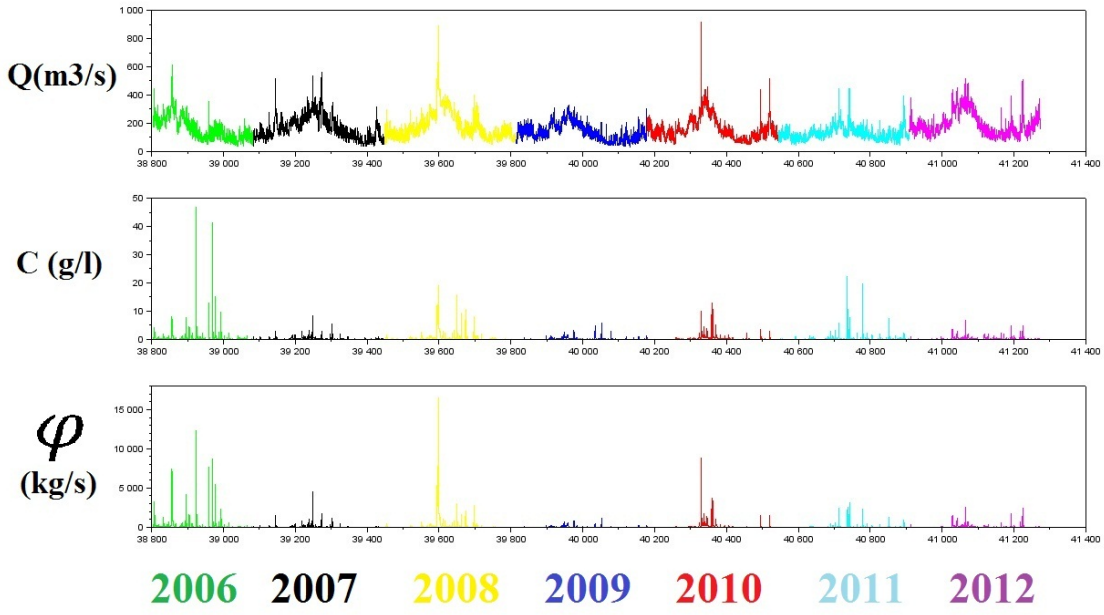



FIGURE 4.5 – Chronique de mesures de débit, de concentrations en MES et de flux instantané à la station I1 (Grenoble Campus)

La Figure 4.5 montre déjà une différence fondamentale dans la nature du signal mesuré entre les différentes variables : la saisonnalité apparait certes pour les deux variables $Q$ et $C$, mais on constate que le signal de concentrations en MES est beaucoup plus discontinue que le signal de débit. Les échelles de temps des évènements de flux solides sont plus courtes que celles qui sont en jeu dans les processus de flux liquide. On remarque également une grande hétérogénéité entre les différentes années présentes sur ces graphiques : à la fois en termes de valeurs moyennes des différentes variables, mais également en termes de nombre et intensité des évènements hydrologiques. Il y a ainsi des périodes très marquées sans transport de MES.

Un échantillonnage d'évènements est nécessaire pour comprendre les processus dominants du transport à l'échelle du bassin versant. Néanmoins, le peu de données disponibles (d'un point de vue statistique) orientent le choix de la méthode : par exemple, un

échantillonnage des évènements par maximum annuel serait pauvre, et a priori peu propice à nous renseigner correctement sur les lois de transfert à l'échelle du bassin versant. Une méthode d'extraction des évènements hydrologiques par dépassement d'une valeur seuil semble plus adaptée : elle permet à la fois de disposer d'un nombre conséquent d'évènements hydrologiques, mais aussi de tenir compte de la nature particulière du signal de concentration.

#### 4.3.1.2 Méthode d'échantillonnage d'évènements hydrologiques par dépassement de seuil

La méthode de dépassement de seuil qui est utilisée dans cette partie est basée sur une méthodologie désormais classiquement utilisée en France, développée par Lang et Lavabre (2007) [74]. Cette méthode d'échantillonnage permet de former une population d'évènements dont la valeur maximale mesurée dépasse un seuil donné. Plus le seuil défini sera élevé, plus l'échantillonnage sera sélectif : dans le cas d'un seuil particulièrement élevé, la population d'évènements échantillonnés pourra ainsi être plus restreinte qu'avec la méthode des maxima annuels. L'avantage de cette méthode est donc de construire un échantillon d'évènements plus large qu'avec un échantillonnage de maxima annuels (Ciprianni, 2012 [21]), et la définition du seuil de dépassement est donc une première étape cruciale dans l'application de cette méthode.

Une fois le seuil défini, sont dans un premier temps rassemblés tous les évènements hydrologiques dépassant ce seuil. Néanmoins, ces évènements échantillonnés ainsi ne réalisent pas forcement des conditions d'indépendance et d'identique distribution. L'hydrogramme médian normé des évènements ainsi trouvés sert à définir des caractéristiques propres au bassin versant et à la variable étudiée, qui permettront de réaliser ces conditions d'indépendance entre les évènements grâce à une seconde procédure. Cette seconde procédure, décrite dans Lang et Lavabre (2007) [74] nécessite trois paramètres propres à la chronique : le nombre moyen $\mu$ d'évènements par an, le paramètre de redescente a (le débit entre deux maxima locaux doit être redescendu sous le seuil et sous a% de la valeur maximale de l'épisode précédent) et $\theta$, la durée minimale entre deux valeurs échantillonnées.

Le nombre moyen d'évènements par an permet de fixer un seuil de tolérance en termes de nombre d'évènements échantillonnés. A partir de cette définition, une procédure itérative descendante est appliquée à l'ensemble de la chronique : la procédure commence par analyser l'évènement le plus important en termes d'amplitude. Basé sur les deux autres paramètres d'hydrogramme médian, un test est alors réalisé : tant que le critère de redescente et la durée d'espacement ne sont pas atteints, l'évènement détecté ne fait pas partie de l'échantillon. Cette procédure itérative est réalisée jusqu'à ce que le nombre moyen d'évènements par an recherché soit atteint sur la période de la chronique. Par exemple, pour une période de 7 ans, l'algorithme prendra fin au bout de 21 évènements échantillonnés si $\mu = 3$.

L'étape finale de cette procédure consiste à ajuster une loi de probabilité à l'échantillon

ainsi constitué : en fonction de l'échantillon et de l'objectif de l'échantillonnage, le choix de cette loi de probabilité pourra être par exemple suggéré par la théorie des valeurs extrêmes (loi exponentielle ou loi de Pareto). La loi ainsi ajustée permet de quantifier l'intensité des évènements de façon plus continue, mais dépendra fortement de la façon dont la procédure a été menée, étape par étape.

### 4.3.2 Echantillonnage des trois variables

#### 4.3.2.1 Définition des seuils choisis

Afin de fixer le cadre de cet échantillonnage, une valeur de seuil doit être définie pour chacune des trois variables $Q$, $C$ et $\phi$. Dans les paragraphes précédents, il a été mis en évidence l'importance d'analyser les évènements de chasses hydrauliques de l'Arc. Ces évènements sont en effet les plus significatifs en termes d'intensité parmi tous ceux engendrés par des activités liées aux ouvrages hydro-électriques du réseau Arc-Isère, mais aussi les mieux renseignés en termes de données mesurées.

Une rapide analyse de la chronique mesurée à la station Grenoble Campus montre que ces épisodes de chasses ne sont cependant pas si significatifs par rapport à d'autres évènements mesurés en I1. Ainsi, il a été choisi de définir le seuil de dépassement par les valeurs maximales de débit, de concentration et de flux mesurées en I1 pendant les six épisodes de chasses étudiées précédemment. Ces trois valeurs sont rassemblées dans le Tableau 4.2.

| Seuil de Débit | Seuil de concentration | Seuil de flux |
|---|---|---|
| 410 $m^3$ /s | 8 g/l | 2611 kg/s |

Tableau 4.2 – Valeur seuil pour chaque variable $Q$, $C$ et $\phi$

A partir de ces valeurs de seuil, un premier échantillonnage a donc été réalisé sur chacune des trois chroniques de débit, de concentration et de flux.

#### 4.3.2.2 Visages médians des populations d'évènements

Ce premier échantillonnage non contraint fournit pour chacune des trois variables étudiées une population d'évènements. Pour chacune de ces trois populations d'évènements, une hydrogramme médian a été calculé. La Figure 4.6 présente ces trois hydrogrammes médians, normalisés et centrés sur la valeur maximale.

Ces hydrogrammes médians confirment les tendances observées sur l'ensemble de la chronique : les évènements de type « concentrations »sont des évènements plus courts que les évènements de type « débit ». La montée et la redescente de l'hydrogramme sont tous deux plus rapides pour les concentrations que pour les débits, mais dans les deux cas la redescente de l'hydrogramme est plus lente que la montée. Enfin, l'hydrogramme

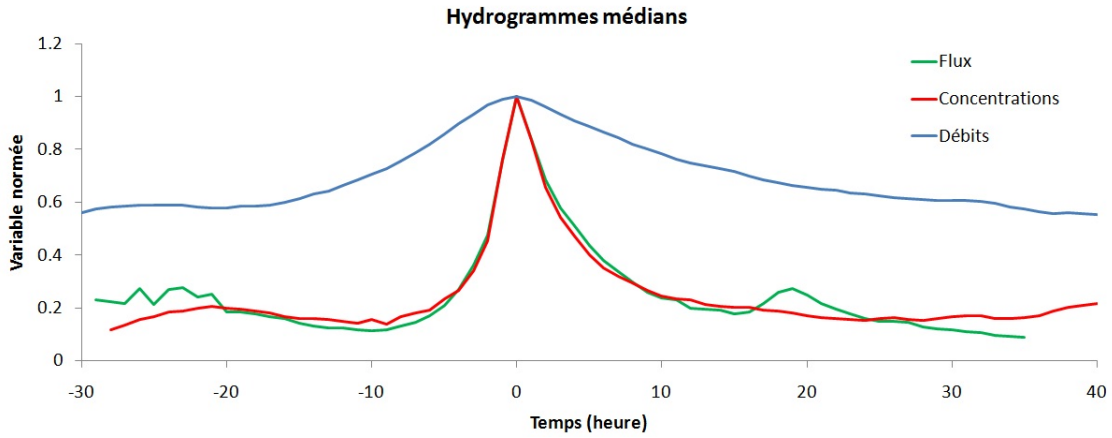



FIGURE 4.6 – Hydrogrammes médians des populations d'évènements pré-échantillonnées à partir du seuil « chasse »

médian normalisé de flux se superpose presque à l'hydrogramme des concentrations. Ces hydrogrammes médians permettent pour chacune des variables de fixer les paramètres a et $\theta$. Le paramètre de redescente a sera défini comme la valeur minimale de chaque hydrogramme médian, et la durée $\theta$ sera prise égale à la durée de dépassement de 50% de la valeur maximale de l'hydrogramme. Ces valeurs sont rassemblées dans le Tableau 4.3.

| | a | $\theta$ (jours) |
|---|---|---|
| Débit | 0.4 | 4.08 |
| Concentration | 0.2 | 0.21 |
| Flux | 0.2 | 0.25 |

Tableau 4.3 – Paramètres a et $\theta$ utilisés pour l'analyse de dépassement de seuil

Par ailleurs, la valeur $\mu = 3$ évènements par an en moyenne sera fixée et égale pour chacune des variables. Cette valeur de trois évènements par an est arbitraire. Elle est fixé à 3 pour qu'en moyenne, chaque épisode de chasse soit comparé à trois autres évènements de la même année pour chacune des variables. La loi de probabilité à ajuster automatiquement sur l'échantillon est une loi d'extremum généralisée GEV, qui permet d'avoir une bonne représentation des valeurs extrêmes. Les trois paramètres de cette loi sont ajustés automatiquement par la procédure. Il est à noter que la valeur de la période retour donnée par l'ajustement de la loi ne servira dans cette étude qu'à classer des évènements entre eux, et sera donc donnée à titre indicatif.

### 4.3.3 Analyse des évènements échantillonnés

#### 4.3.3.1 Résultats

L'ensemble des évènements échantillonnées sont rassemblés dans le Tableau 4.4.

| Date | | Débit | | Flux | | Concentration | | SCORE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Max (m3/s) | T (ans) | Max (kg/s) | T (ans) | Max (g/l) | T (ans) | |
| 2006 | 31-mars | | | 2880 | 2.5 | | | 2 |
| | 19-mai | 413 | 7.9 | 6929 | 5.8 | 7.3 | 1.5 | 7 |
| | 14-juin | 280.48502 | 2.2 | | | | | 2 |
| | 28-juin | | | 3084 | 2.8 | 6.3 | 1.3 | 3 |
| | 26-juil. | | | 9073 | 12.6 | 35.0 | 32.0 | 8 |
| | 29-août | | | 2210 | 1.7 | | | 1 |
| | 30-août | | | 5744 | 3.8 | 10.7 | 3.3 | 4 |
| | 8-sept. | | | 6181 | 4.6 | 31.0 | 13.2 | 7 |
| | 15-sept. | | | 4358 | 3.2 | 13.3 | 4.8 | 5 |
| | 2-oct. | | | 1805 | 1.1 | 8.3 | 2.1 | 3 |
| 2007 | 4-mars | 334 | 3.8 | | | | | 2 |
| | 16-juin | | | 2810 | 2.2 | 5.9 | 1.0 | 3 |
| | 11-juil. | 378 | 4.6 | | | | | 3 |
| | 9-août | 274 | 2.0 | | | | | 1 |
| | 11-déc. | 210 | 1.1 | | | | | 1 |
| 2008 | 29-mai | 628 | 30.6 | 14806 | 30.6 | 17.7 | 8.3 | 11 |
| | 21-juil. | | | | | 8.7 | 2.3 | 2 |
| | 23-juil. | 218 | 1.2 | | | | | 1 |
| | 2-août | | | | | 7.4 | 1.6 | 1 |
| | 13-août | | | 1774 | 1.1 | 9.0 | 2.6 | 3 |
| | 5-sept. | 255 | 1.7 | 1914 | 1.3 | 6.3 | 1.1 | 3 |
| | 7-sept. | | | 2170 | 1.6 | 6.6 | 1.3 | 2 |
| 2009 | 26-mai | 290 | 2.5 | | | | | 2 |
| 2010 | 31-mai | 468 | 12.6 | 8486 | 7.9 | 9.6 | 2.9 | 9 |
| | 1-juil. | | | | | 6.0 | 1.1 | 1 |
| | 3-juil. | | | 2228 | 1.8 | 7.5 | 1.8 | 2 |
| | 8-déc. | 322 | 3.2 | | | | | 2 |
| 2011 | 20-juin | 264 | 1.8 | 1975 | 1.4 | | | 2 |
| | 10-juil. | | | | | 13.5 | 6.1 | 3 |
| | 14-juil. | | | 1744 | 1.0 | 7.9 | 1.9 | 2 |
| | 18-juil. | 230 | 1.3 | 2627 | 2.0 | 7.1 | 1.4 | 3 |
| | 23-août | | | | | 12.7 | 3.9 | 2 |
| | 6-nov. | | | | | 6.3 | 1.2 | 1 |
| | 16-déc. | 251 | 1.6 | | | | | 1 |
| 2012 | 5-janv. | 235 | 1.4 | | | | | 1 |
| | 5-juin | | | 1809 | 1.2 | | | 1 |
| | 13-juin | 393 | 5.8 | | | | | 3 |
| | 11-juil. | 213 | 1.1 | | | | | 1 |
| | 11-oct. | 238 | 1.5 | | | | | 1 |
| | 11-nov. | 293 | 2.8 | 2071 | 1.5 | | | 3 |

| | Periode | Score |
|---|---|---|
| | T > 10 ans | 4 |
| | 4 < T < 10 ans | 3 |
| | 2 < T < 4 ans | 2 |
| | T < 2 ans | 1 |

Tableau 4.4 – Echantillon d'évènements hydrologiques résultant de l'analyse par dépassement de seuil à la station I1

Le Tableau 4.4 présente par date croissante les 40 évènements échantillonnés par la méthode de dépassement de seuil, répartis dans chacune des trois variables. Pour chaque évènement identifié, la valeur d'intensité maximale moyennée sur la durée $\theta$ est donnée ainsi que la période de retour correspondante calculée sur l'ensemble de l'échantillon. La période de retour T traduisant la rareté et l'intensité d'un évènement par rapport aux

autres pour la même variable, un code couleur a été ajouté pour plus de lisibilité : rouge pour les périodes de retour supérieures à 10 ans, orange pour les périodes de retour comprises entre 4 et 10 ans, mauve pour celles comprises entre 2 et 4 ans et enfin bleu clair pour les périodes de retour inférieures à 2 ans. Un score a été associé à ce classement de couleurs, allant pour chacune des quatre couleurs de 1 à 4 dans l'ordre croissant de classe de période de retour.

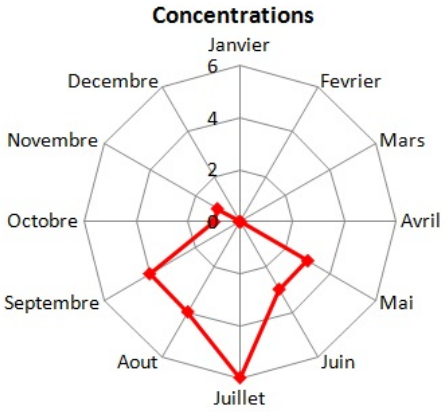
On remarque que les évènements sont rarement échantillonnés pour les trois variables simultanément. C'est le cas pour les quatre crues du 19 mai 2006, du 29 mai 2008, du 31 mai 2010 et du 18 juillet 2011. Pour ces quatre évènements, on remarque également que les périodes de retour associées à chaque variable diffèrent. Pour classer les différents évènements d'un point de vue hydro-sédimentaire, un indice ou score global est proposé ici (et indiqué dans le Tableau 4.4) : le score total hydro-sédimentaire de chaque évènement est défini comme la somme des sous-scores définis précédemment, obtenus pour chaque variable. Ainsi, ce score permet par exemple de classer les quatre évènements cités précédemment, même s'ils sont tous échantillonnés pour chacune des variables. Le score total de ces évènements de crue varie de 3 à 11 sur une échelle de 1 à 12 (quatre fois le nombre de variables étudiées).

La répartition de ce score indique que 83% des évènements de l'échantillon ont un score inférieur ou égal à trois. Il apparait également qu'une chasse de barrage a été échantillonnée pour la variable flux. Durant cette chasse du 5 juin 2012, des valeurs élevées de flux instantané de MES ont été mesurées, et en particulier cette valeur de flux instantané a servi de seuil pour l'échantillonnage initial des flux. La présence dans cet échantillon de cet épisode de chasse montre deux choses : que l'échantillon obtenu correspond bien à l'objectif initial de rassembler une population d'évènements supérieurs ou égaux aux chasses de barrage en termes d'intensité, et que les chasses de barrage apparaissent comme des évènements de faible intensité hydro-sédimentaire face à ces évènements majeurs (score égal à 1 pour la chasse de 2012).

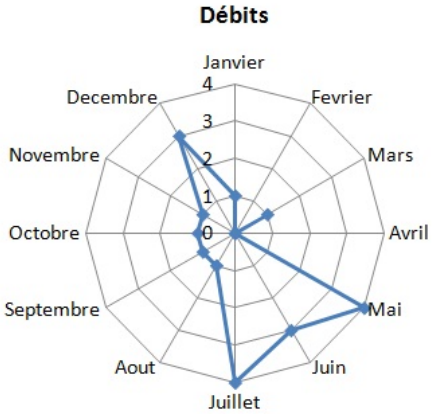
Les cinq évènements les plus remarquables de l'échantillon (score supérieur ou égal à 7) sont, par ordre décroissant de score : la crue de mai 2008, la crue de mai 2010, les laves torrentielles de juillet et septembre 2006, et la crue de mai 2006. Ces cinq évènements illustrent la variété d'évènements mesurés en cette station I1. En effet, bien qu'ils ressortent de l'échantillon par leur rareté, ils sont de nature très variée : la crue de mai 2008 a été générée par une fonte brutale associée à de fortes pluies en amont du bassin versant de l'Arc. La crue de mai 2010, comparable en termes de débits, a quant à elle été produite par de fortes pluies sur l'ensemble du bassin versant de l'Isère en amont de Grenoble, et on remarque que son intensité est plus faible en ce qui concerne les concentrations en MES. Les laves torrentielles de juillet et septembre 2006 sont des évènements exceptionnels en termes de concentration : les concentrations très importantes ont générées des flux de MES remarquables, alors même que le débit associé n'a pas été échantillonné. Enfin, la crue de mai 2006 a été remarquable par les valeurs de débits transités, et si cela a suffit pour générer des flux de MES important, la concentration en MES est restée à un niveau fréquemment observé.

#### 4.3.3.2 Caractérisation hydrologique

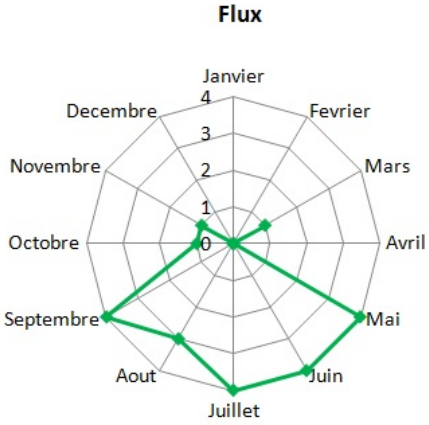
**4.3.3.2.1 Saisonnalité des évènements** Si on s'intéresse au mois de l'année de chaque évènement de l'échantillon, on peut en dresser la saisonnalité. La Figure 4.7 dresse pour chaque variable l'inventaire mensualisé des événements échantillonnés.




(a)




(b)




(c)

FIGURE 4.7 – Nombre d'évènements de type « Concentration »(a), « Débits »(b) et « Flux »(c) par mois à la station I1

On remarque que la saisonnalité n'est pas la même pour les débits et les concentrations en MES. Il en résulte une saisonnalité intermédiaire pour les épisodes de flux. La plupart des évènements de concentration ont lieu entre le printemps et l'automne, avec une nette occurrence pour le mois de juillet. Les épisodes de débit ont lieu pour la plupart au printemps ainsi qu'en plein milieu de l'hiver, période de l'année durant laquelle les sommets sont *a priori* enneigés, et les volumes d'eau, stockés. Il s'agit de plus d'événements peu concentrés en MES, indiquant que les processus de production sédimentaire sont très peu activés à l'échelle du bassin versant. De fait, les épisodes de flux sont conditionnés par la

saisonnalité des deux autres variables : on retrouve donc des évènements significatifs de flux entre le mois de mai et le mois de septembre. Cette période correspond au début de la fonte des neiges jusqu'à l'arrivée du froid et la fin des orages estivaux.

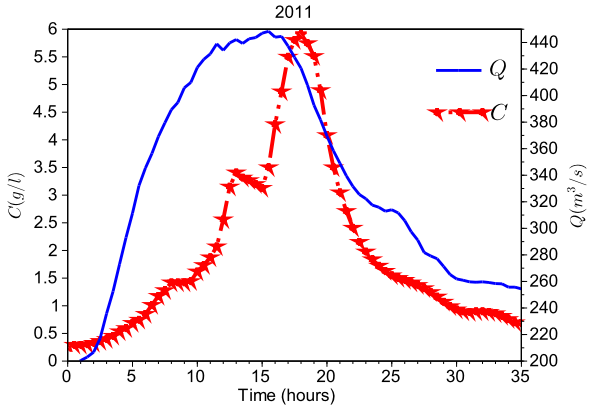
**4.3.3.2.2 Relations Concentration - Débit** Pour chacun des évènements hydrologiques échantillonnés précédemment, les diagrammes C-Q ont été analysés. La Figure 4.8 illustre trois exemples de motifs que l'on peut observer en I1 : la crue de juillet 2011, la crue de mai 2010 et la lave torrentielle de juillet 2006..

La Figure 4.8a illustre par exemple la crue de juillet 2011. Cet évènement a été échantillonné pour chacune des variables, pour un score total de 3. Pour cet évènement, le pic de débit a été mesuré environ trois heures avant le pic de concentration. La montée de débit a donc provoqué une remise en suspension importante. Ainsi, les sédiments en suspension proviennent essentiellement du lit de la rivière. La Figure 4.8b présente le diagramme C-Q résultant, qui est une boucle anti-horaire.

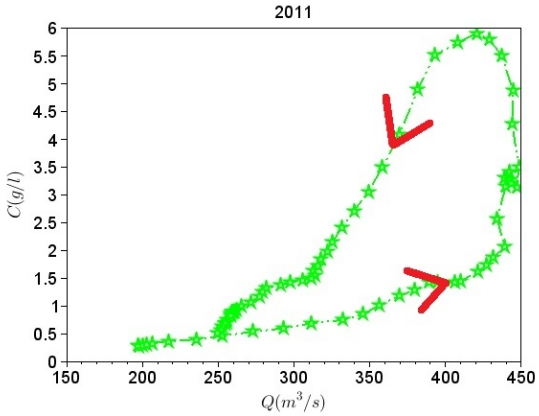
La Figure 4.8c illustre l'évènement de lave torrentielle mesurée en septembre 2006. Durant cet évènement, le pic de concentration en MES a été mesuré environ dix heures avant le pic de débit. En faisant des recherches sur l'origine de cet évènement, on trouve des coupures de presse relatant l'évènement (Dauphiné Libéré). Un orage a éclaté à la limite de deux sous bassins de l'Isère. La réponse d'un des deux sous bassin, dont l'exutoire se trouve à une dizaine de kilomètres de la station de mesure, a été immédiate, sous la forme d'une intense coulée de boue. La réponse du second sous bassin, dont l'exutoire se trouve environ 30 km en amont de la station de mesure, a été plus lente et l'hydrogramme résultant a été mesuré à la station I1 avec dix heures de retard sur le signal de concentration. Le diagramme résultant présenté en Figure 4.8d est une boucle horaire.

Les Figure 4.8e et Figure 4.8f représentent les mêmes courbes pour l'évènement de crue de mai 2010. Cette fois-ci le pic de concentration est mesuré quelques heures avant le pic de débit. Néanmoins, la montée et la redescente de crue n'ont pas lieu à la même vitesse pour le débit et pour la concentration en MES. Il en résulte un diagramme C-Q en forme de « huit », caractérisé par deux boucles de sens de rotation inverse. Ce type de diagramme illustre que différents processus sont mis en jeu pour cet évènement : d'une part la montée des eaux et la durée du pic de crue génèrent une remise en suspension importante et continue le long de la rivière, et d'autre part les apports hydriques des différents sous bassins sont accompagnés par des apports en flux solides, qui peuvent dans certains cas être prépondérants par rapport aux apports liquides. Ainsi, pendant la durée de l'évènement, plusieurs de ces processus sont en jeu et produisent simultanément les deux types de diagrammes décrits précédemment.

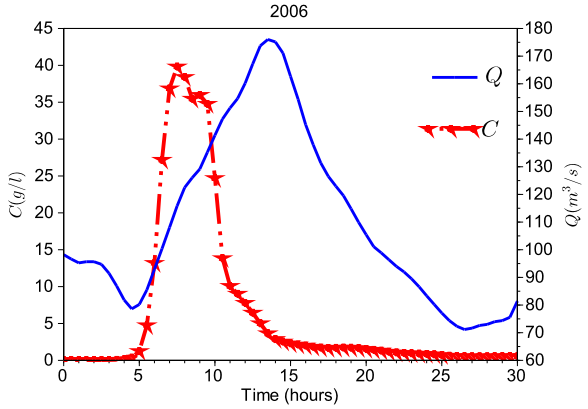
Pour ces trois exemples, il est aisé d'associer une forme au diagramme C-Q, et cette forme est facilement interprétable par rapport aux processus mis en jeu. Une analyse de ces courbes a été réalisée pour chacun des évènements présents dans l'échantillon. Ainsi, la plupart des diagrammes C-Q observées ne sont pas aussi facilement interprétables que les trois exemples précédemment cités. De plus, l'analyse des diagrammes C-Q est diffici-



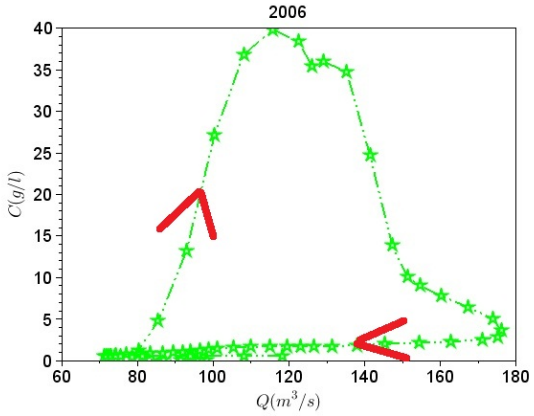

(a) Crue de juillet 2011



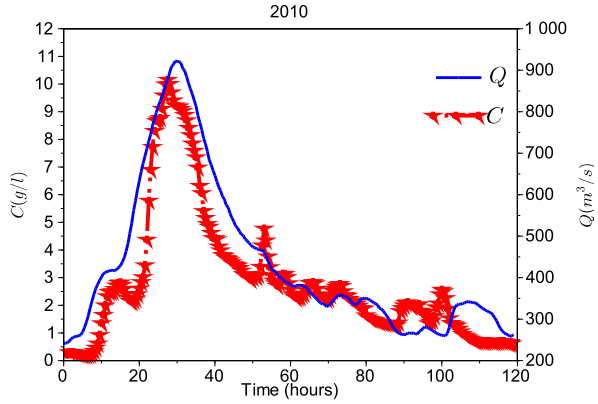

(b) Diagramme C-Q



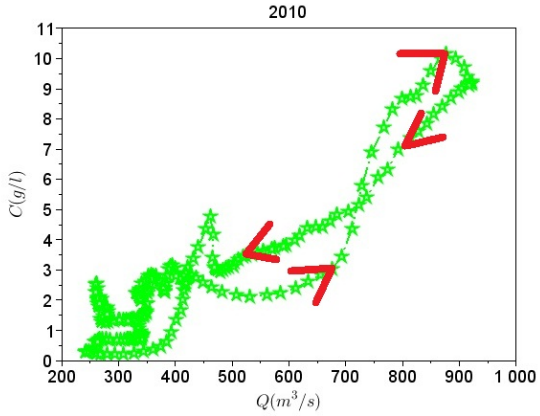

(c) Lave de septembre 2006




(d) Diagramme C-Q




(e) Crue de mai 2010




(f) Diagramme C-Q

FIGURE 4.8 – Exemples caractéristiques d'évènements naturels : débits et concentrations à la station I1

lement fiable car elle est basée essentiellement sur une appréciation visuelle, et présente le risque de ne pas être reproductible d'une analyse à l'autre. Néanmoins, il reste possible de

s'accorder sur le fait que visuellement, les trois exemples précédents sont sans ambiguïté.

Le Tableau 4.5 dresse l'inventaire des formes observées par l'analyse des diagrammes C-Q. Pour chaque évènement, l'analyse a été réalisée de la façon suivante : si une boucle est identifiée, l'évènement se voit attribué la lettre O dans la colonne forme. Si une forme de huit est observée, un 8 lui sera attribué. Si une quelconque ambigüité intervient dans l'analyse de la forme du diagramme C-Q, l'évènement aura la forme X. Si le pic de débit précède le pic de concentration, le signe + sera attribué à la colonne DeltaT. Si l'inverse se produit, le signe - sera indiqué. Enfin, si l'écart temporel entre les deux pics n'est pas estimable (c'est le cas si le signal d'une des deux variables ne présente pas de forme caractéristique ou si par hasard, le pic des deux variable est mesuré au même instant), le signe * sera attribué. Enfin, la saison a été signalée par un code de couleur.

A titre d'exemple, la lave torrentielle de septembre 2006 est associée à la lettre O car une boucle est clairement identifiable et au signe - car le pic de concentration précède le pic de débit. Il en résulte ainsi une boucle horaire. L'évènement est de surcroit souligné en jaune, car la lave a eu lieu en été.

Dans l'ensemble, ces évènements sont caractérisés le plus souvent par un pic de débit précédant le pic de concentration (25 évènements contre 12), mais pour les 5 évènements les plus rares (score le plus élevé), le pic de concentration précède le pic de débit. En termes de formes observées, 25 évènements sur les 40 de l'échantillon ont une forme clairement identifiée, dont 19 ont une forme de boucle et 6 une forme de huit. Néanmoins, il n'apparait pas de corrélation entre la forme C-Q de l'évènement, l'intervalle de temps séparant le pic de débit et le pic de concentration, la saisonnalité ou le score. Ce résultat ne s'accorde pas avec plusieurs études (voir chapitre 2), dont une analyse similaire des évènements permet d'établir des liens assez évidents entre la saisonnalité et la forme du diagramme C-Q.

Il a été montré que pour les chasses de barrages, la différence de vitesse de propagation entre le front de débit et le front de MES implique que la forme du diagramme C-Q n'est pas la même en fonction du site de mesure. Néanmoins, les chasses sont toutes caractérisées par une forme de boucle anti-horaire au site de mesure I1, car la distance entre la zone de production de l'évènement de chasse et sa mesure en I1 est suffisante pour mettre en place cette convergence de forme. Cela démontre la difficulté d'interpréter une analyse de forme en une station de mesure uniquement : ici les évènements hydrologiques échantillonnés n'ont pas parcouru la même distance de bassin versant avant d'être mesurés en I1. Il est donc normal de ne pas observer de tendance générale pour les évènements mesurés à la station I1. Une étude spatiale de propagation des flux de ces évènements hydrologiques échantillonnés est présentée dans les paragraphes suivants, lorsque des données mesurées le permettent.

| Date | | SCORE | Delta T | Forme |
|---|---|---|---|---|
| 2006 | 31-mars | 2 | + | O |
| | 19-mai | **7** | - | 8 |
| | 14-juin | 2 | - | O |
| | 28-juin | 3 | + | O |
| | 26-juil. | **8** | - | X |
| | 29-août | 1 | + | O |
| | 30-août | 4 | + | O |
| | 8-sept. | **7** | - | O |
| | 15-sept. | 5 | + | X |
| | 2-oct. | 3 | - | X |
| 2007 | 4-mars | 2 | + | O |
| | 16-juin | 3 | + | O |
| | 11-juil. | 3 | - | X |
| | 9-août | 1 | + | X |
| | 11-déc. | 1 | * | X |
| 2008 | 29-mai | **11** | - | 8 |
| | 21-juil. | 2 | - | X |
| | 23-juil. | 1 | X | X |
| | 2-août | 1 | + | X |
| | 13-août | 3 | + | X |
| | 5-sept. | 3 | + | O |
| | 7-sept. | 2 | + | O |
| 2009 | 26-mai | 2 | - | X |
| 2010 | 31-mai | **9** | - | 8 |
| | 1-juil. | 1 | - | O |
| | 3-juil. | 2 | - | X |
| | 8-déc. | 2 | + | 8 |
| 2011 | 20-juin | 2 | + | O |
| | 10-juil. | 3 | + | X |
| | 14-juil. | 2 | + | O |
| | 18-juil. | 3 | + | O |
| | 23-août | 2 | + | O |
| | 6-nov. | 1 | + | O |
| | 16-déc. | 1 | + | O |
| 2012 | 5-janv. | 1 | + | X |
| | 5-juin | 1 | + | O |
| | 13-juin | 3 | + | 8 |
| | 11-juil. | 1 | * | X |
| | 11-oct. | 1 | + | O |
| | 11-nov. | 3 | + | 8 |

| | |
|---|---|
| | Printemps |
| | Eté |
| | Automne |
| | Hiver |

| | |
|---|---|
| + | Delta T > 0 |
| - | Delta T< 0 |
| * | Non estimable |

| | |
|---|---|
| O | Boucle |
| 8 | Forme de 8 |
| X | Autre |

Tableau 4.5 – Tableau récapitulatif des formes et positions relatives des diagrammes C-Q pour les évènements échantillonnés replacés dans la saison

## 4.4 Suivi spatio-temporel d'évènements hydrologiques remarquables

### 4.4.1 Evènements échantillonnés

Parmi les évènements hydrologiques échantillonnés dans la partie précédente de ce chapitre, une partie d'entre eux peut être analysée spatialement grâce au réseau de stations de mesure en continu, et en particulier les évènements de l'échantillon postérieurs à 2009 (mise en fonction de la station de mesure en continu A7). Ainsi, pour chaque évènement de l'échantillon présenté dans le Tableau 4.4 à partir de 2009, la présence de l'évènement mesuré en I1 dans les chroniques des autres stations a été vérifiée, le paramètre $\Delta T$ a été calculé et la forme du diagramme C-Q a été analysée. Les vitesses moyennes de propagation ont également été calculées pour chacune des trois variables de concentration, de débit et de flux. Les résultats sont présentés dans le Tableau 4.6.

| | | Vitesse de propagation | | | A7 | | A1 | | I3 | | I1 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | VPQ | VPC | VPF | Delta T | Forme | Delta T | Forme | Delta T | Forme | Delta T | Forme |
| **2009** | *26-mai* | 2.41 | 1.07 | 1.19 | - | X | | | - | X | - | X |
| **2010** | *31-mai* | 2.71 | 2.33 | 3.65 | - | X | | | - | 8 | - | 8 |
| | *1-juil.* | 1.16 | 1.83 | 2.05 | - | O | | | + | O | - | O |
| | *3-juil.* | 1.55 | 1.89 | 2.15 | - | O | | | + | 8 | - | X |
| | *8-déc.* | 4.76 | 2.38 | 2.22 | | | | | + | 8 | + | 8 |
| **2011** | *20-juin* | 2.57 | 2.04 | 2.33 | - | O | + | X | + | X | + | O |
| | *10-juil.* | 2.96 | 1.49 | 1.64 | - | O | + | O | + | O | + | X |
| | *14-juil.* | 6.71 | 1.75 | 1.93 | - | O | - | X | + | X | + | O |
| | *18-juil.* | 2.7 | 2.12 | 2.46 | - | O | + | O | + | O | + | O |
| | *23-août* | 3.06 | 1.53 | 1.69 | - | O | + | X | + | O | + | O |
| | *6-nov.* | 1.72 | 1.38 | 1.69 | - | O | - | O | - | X | + | O |
| | *16-déc.* | 5.02 | 2.99 | 6.28 | + | X | + | X | + | X | + | O |
| **2012** | *5-janv.* | | | | | | | | + | O | + | X |
| | *13-juin* | 3.19 | 2.47 | 1.78 | | | | | + | O | + | 8 |
| | *11-juil.* | | | | | | | | | | | |
| | *11-oct.* | 3.81 | 2.97 | 2.97 | + | X | | | + | X | + | O |
| | *11-nov.* | 3.69 | 2.75 | 2.87 | | | + | O | - | 8 | + | 8 |
| **Moyenne** | | **3.20** | **2.07** | **2.46** | | Absence de donnée | | | | Non estimable | | |

Tableau 4.6 – Tableau récapitulatif des vitesses de propagation moyennes (en m/s) pendant les évènements hydrologiques échantillonés pour chacune des trois variables, ainsi que la forme du diagramme C-Q et le signe du paramètre $\Delta T$ associé

Le Tableau 4.6 montre d'abord la forte proportion d'évènements de ce sous-échantillon provenant de l'Arc (les évènements apparaissent déjà dans la colonne A7). Ce résultat confirme la part importante de l'Arc dans le transport solide en suspension mesuré à la station I1. Concernant les vitesses de propagation des trois variables, on note une disparité entre les différents évènements naturels plus grande que pour les évènements de chasse de barrage. Néanmoins, les valeurs moyennes des vitesses de propagation sont très

similaires à celles mesurées pendant les chasses de barrages de l'Arc : de l'ordre de 3 m/s pour les maximum de débit et de l'ordre de 2 m/s pour les concentrations et les flux. Ce résultat montre que cette vitesse de propagation dépend plus des caractéristiques globales du bassin versant (pente, largeur) que du débit mesuré pendant l'évènement.

Concernant les formes observées du digramme C-Q, le même comportement est observé que pendant les chasses de barrage : sur le site de mesure le plus amont, le signal de concentration précède souvent le pic de débit. Contrairement aux chasses de barrage, une forme de boucle est par ailleurs souvent observée dès le site de mesure A7. Pendant la propagation, le signe de $\Delta T$ s'inverse la majeure partie du temps, et le diagramme C-Q passe par des phases de transitions avant de retrouver une forme de boucle au site de mesure I1. Par exemple, le diagramme C-Q de la crue du 6 novembre 2011 est mesuré en A7 et en A1 comme une boucle horaire, perd sa forme de boucle en I3 et la retrouve en I1, mais avec un sens de rotation anti-horaire.

On remarque ainsi que le comportement observé pour la propagation des évènements de chasses de barrage est généralisable en grande partie aux autres évènements hydrologiques. Ainsi, les transferts hydro-sédimentaires le long du site d'étude agissent pour tous les évènements à la fois sur les formes observées, mais également sur les positions relatives des maximums de débit et de concentration.

### 4.4.2 Exemples détaillés

Dans ce paragraphe, quatre évènements hydrologiques sont pris comme exemples pour illustrer l'intérêt de l'outil que représentent les diagrammes C-Q. Pour des évènements mesurés en plusieurs sites de mesure le long du bassin versant, l'évolution de la forme de ces diagrammes renseigne sur la nature de l'évènement, ainsi que sur les processus mis en jeu dans ce transfert.

La Figure 4.9 représente les diagrammes C-Q de la crue de mai 2008, mesurés en A5 et en I1. La forme de huit présente en A5 est transférée jusqu'à la station de mesure I1. On remarque également l'évolution de la position relative du signal de débit et de concentration : en A5, les maximums de débits et de concentration sont plus proches dans l'espace $(C, Q)$ que sur le site I1. La boucle supérieure du diagramme s'élargit ainsi avec la propagation différentiée du signal de débit et de concentration. Le graphique montre également que la part du débit provenant de l'Arc est très importante : plus de la moitié du débit maximal mesuré en I1 est déjà mesuré en A5. La concentration maximale mesurée en I1 est par contre supérieure à la moitié de celle mesurée en A5 : la diminution de la concentration n'est donc pas simplement due à une dilution, et implique l'existence d'apports intermédiaires de MES venant du lit de la rivière ou d'autres affluents.

A titre de comparaison, les diagrammes C-Q de la crue de mai 2010 sont présentés en Figure 4.10. Ce graphique montre un phénomène différent pour cette crue, par rapport à la crue de mai 2008. En effet, la part du débit provenant de l'Arc est beaucoup plus faible (environ 15 %), bien que les concentrations en MES soient déjà très élevées. En

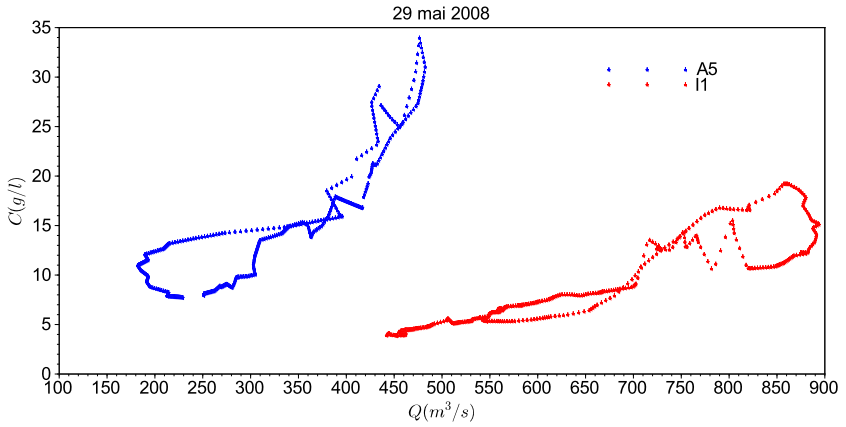



FIGURE 4.9 – Diagramme C-Q de la crue de mai 2008 mesurés aux sites A5 et I1

A7 le diagramme C-Q présente une forme complexe, qui n'est ni un 8 ni une boucle. De plus le maximum de débit ne correspond pas au maximum des concentrations. En I3 et en I1, une forme de 8 est apparue, indiquant des processus complexes de dépôt, reprise et apports latéraux, et la valeur maximale de débit ne correspond pas tout à fait à la valeur maximale de concentration, ce qui indique encore un décalage temporel entre ces deux valeurs. Enfin, la valeur maximale de concentration ne décroît pas dans les mêmes proportions que le débit augmente, traduisant des apports généralisés tout au long du transfert de l'évènement.

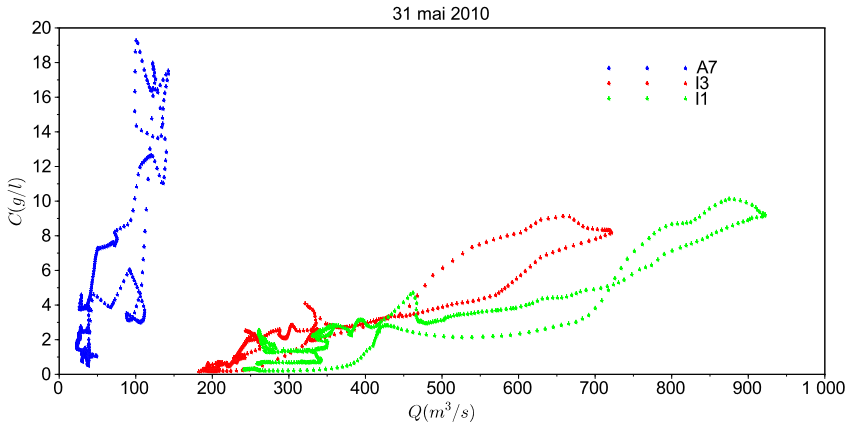



FIGURE 4.10 – Diagramme C-Q de la crue de mai 2010 mesurés aux sites A7, I3 et I1

A l'inverse, la Figure 4.11 montre un exemple de crue naturelle pour laquelle le flux solide provient essentiellement de l'Arc. En effet, les concentrations maximales mesurées en A7 décroissent dans le même rapport que décroissent les valeurs de débit. Cet évènement hydrologique apparait donc comme la conjonction d'un apport solide majeur sur la par-

tie amont du domaine d'étude et d'apports liquides particulièrement importants dans la partie aval de l'Arc.

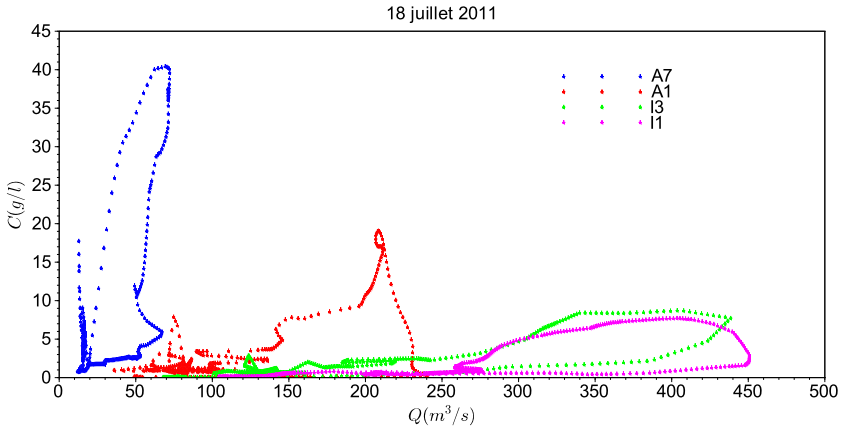



FIGURE 4.11 – Diagramme C-Q de la crue de juillet 2011 mesurés aux sites A7, A1, I3 et I1

Les valeurs de débits mesurées en A1 sont en effet déjà quatre fois supérieures à celles mesurées en A7. Cet évènement ressemble donc beaucoup à un évènement de chasse de barrage : le signal de débit évolue et croît le long du transfert de la crue, tandis que les concentrations sont transmises jusqu'en I1. La ressemblance de cette crue de juillet 2011 avec les épisodes de chasse apparait également sur l'évolution de la forme du diagramme C-Q. La Figure 4.11 montre en effet que le diagramme C-Q mesuré en A7 est une boucle horaire, qui évolue au gré des apports liquides vers une forme de boucle antihoraire.

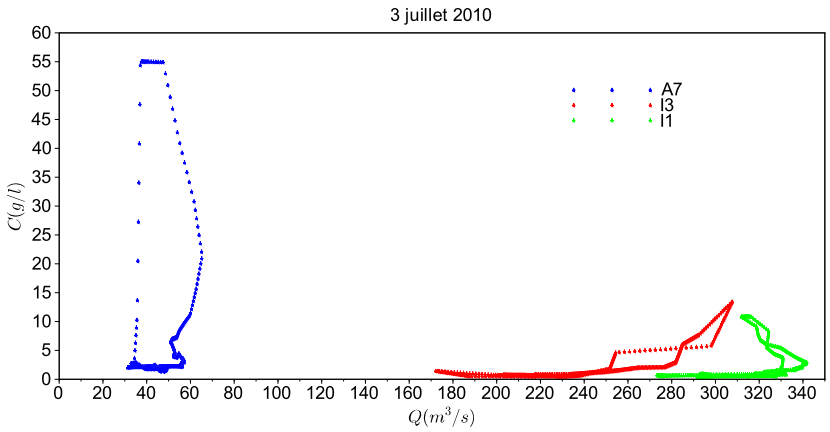



FIGURE 4.12 – Diagramme C-Q de la lave torrentielle de juillet 2010 mesurés aux sites A7, I3 et I1

La Figure 4.12 montre l'exemple d'un évènement de lave torrentielle provenant du bassin versant de l'Arc. L'évolution des diagrammes C-Q montre un effet très important de dilution. La forme de boucle horaire évolue vers une forme de 8 en I3 où le maximum des valeurs de débit correspond au maximum des valeurs de concentration, puis vers une autre forme de 8 où le maximum des valeurs de débit ne correspond plus au maximum des valeurs de concentration. Cette évolution de forme confirme que le signal de concentration provenant de l'Arc est totalement décorrellé du débit, qu'il s'agisse du débit de l'Arc ou de débit de l'Isère.

## 4.5 Conclusions

Dans ce chapitre, la dynamique spatiale et temporelle des flux de MES a été analysée sur le site Arc-Isère. L'étude des évènements de chasse de barrage a montré que le transfert des flux de MES se faisait en respectant des similarités d'une année sur l'autre. Malgré la large gamme de valeurs de concentrations et de débits mesurées pendant les épisodes de chasse de barrage, deux comportements généraux conditionnent le transfert des flux de MES : le premier est que les signaux de concentration en MES se propagent à une vitesse inférieure à celle des débits, et $V_C \approx 2/3V_Q$. En moyenne pour les chasses, la vitesse de propagation du signal de concentration est égale à 2 m/s, contre 3 m/s pour les débits. Le second est que les formes des diagrammes C-Q évoluent et convergent vers une même forme de boucle antihoraire au site de mesure I1.

Ces conclusions formulées pour les chasses de barrage sont transposables à d'autres évènements naturels. En effet, une étude spatiale et temporelle d'évènements hydrologiques, échantillonnés par une méthode de dépassement de seuil, a montré que les vitesses moyennes de propagation des débits et des concentrations pour ces évènements hydrologiques sont très proches des valeurs mesurées pour les chasses de barrage. De plus, les formes des diagrammes C-Q évoluent également le long du site d'étude. Dans certains cas, ces diagrammes C-Q suivent les mêmes tendances que les chasses de barrage. D'autres évènements, comme les deux crues majeures de mai 2008 et 2010 ou bien la lave torrentielle de juillet 2010 présentent des formes différentes, et des évolutions différentes qui peuvent s'expliquer par la nature singulière de ces évènements, en particulier les apports tout le long du site dans le cas des crues de 2008 et 2010.

Chapitre 5

# Bilans sédimentaires et incertitudes

## Sommaire


**5.1 Introduction . . . . . 110**

**5.2 Méthode d'intégration et calcul d'incertitude . . . . . 110**

5.2.1 Intégration . . . . . 110

5.2.2 Calcul de l'incertitude associée au flux . . . . . 111

**5.3 Application aux chasses de barrages de l'Arc . . . . . 115**

5.3.1 Intégration sur la durée de l'évènement . . . . . 115

5.3.2 Bilan de masse sur la durée de l'évènement . . . . . 117

5.3.3 Bilan de masse dynamique . . . . . 119

**5.4 Application aux chroniques de mesure en continu . . . . . 121**

5.4.1 Intégration cumulée sur les sous périodes disponibles . . . . . 121

5.4.2 Flux mensuels . . . . . 122

5.4.3 Bilans de masse intégrés et dynamiques . . . . . 125

**5.5 Application aux évènements hydrologiques échantillonnés . . 127**

5.5.1 Contribution des évènements échantillonnés . . . . . 127

5.5.2 Distribution spatiale du flux pour quelques évènements remarquables . . . . . 129

**5.6 Conclusions . . . . . 130**

## 5.1 Introduction

Le transfert des MES le long du site d'étude est régi par des processus de transport, mais également par les phénomènes de dépôt et d'érosion. Dans le chapitre précédent, il a été mis en évidence les principaux modes de transfert des MES le long du site d'étude. Néanmoins, il est nécessaire d'évaluer les masses de MES transitées lors des évènements hydrologique pour évaluer les phénomènes de dépôt et d'érosion sur le domaine d'étude. Dans ce chapitre, des bilans de masse de sédiments transportés en suspension sont calculés. Le flux instantané de MES est intégré pour avoir une masse totale transitée en un site de mesure sur une période donnée, et un modèle de propagation d'incertitude est établi pour associer une valeur d'incertitude à cette masse de MES.

Ainsi, des distributions spatiales de ces flux intégrés sont établies à partir du jeu de données disponible pour les chasses de barrage. Ces distributions spatiales de masse transitées sont utilisées pour établir une cartographie des zones de dépôt et d'érosion, et ces valeurs de bilans de masse sont critiquées au regard de l'incertitude associée au calcul de la masse transitée. Une méthode d'intégration dynamique sera développée pour quantifier les successions de dépôt / remise en suspension au cours d'un même évènement.

Avec une méthodologie similaire, les chroniques de mesure en continu de flux de MES seront ensuite analysées. Les flux de MES seront intégrés sur de longues périodes et les valeurs comparées et critiquées. La masse totale de MES transitée au cours des évènements hydrologiques échantillonnés au chapitre précédent sera analysée, et leur part au flux global transité sera détaillée.

## 5.2 Méthode d'intégration et calcul d'incertitude

### 5.2.1 Intégration

Comme cela a été présenté dans les chapitres précédents, des données de concentrations et de débits instantanés sont disponibles en plusieurs sites de mesure. A partir de ces deux grandeurs instantanées, il est possible d'obtenir le flux instantané $\phi(X_i, t)$ en chaque site de mesure $X_i$, qui s'exprime comme le produit des deux variables $C(X_i, t)$ et $Q(X_i, t)$ (Équation 5.1).

$$\phi(X_i, t) = Q(X_i, t) \times C(X_i, t) \tag{5.1}$$

Pour obtenir la masse de sédiments transités $\Phi(X_i)$ pendant une période $T$ choisie en un site de mesure $X_i$, le flux instantané est intégré sur cette période (Équation 5.2).

$$\Phi(X_i) = \int_T \phi(X_i, t)dt \tag{5.2}$$

En pratique, les débits et les concentrations ne sont pas toujours mesurés aux mêmes instants, en particulier dans le cas des mesures pendant les chasses de barrage. Dans ce cas, une interpolation linéaire des signaux mesurés est réalisée. De la même façon,

l'intégration temporelle des flux instantanés est réalisée sur des valeurs discrètes. Cette intégration est réalisée par la méthode des trapèzes.

Pour calculer des bilans de masses $B(i \rightarrow i+1)$ entre deux sites de mesures $X_i$ et $X_{i+1}$, il suffit de faire la différence entre les deux masses transitées pendant la même période $T$ (Équation 5.3).

$$B(i \rightarrow i+1) = \Phi(X_{i+1}) - \Phi(X_i) \tag{5.3}$$

Cette méthode permet d'établir un bilan de masse sur une période de temps $T$. Elle est en outre valable pour de grandes périodes de temps, définies sur des durées largement supérieures à celles de l'évènement hydrologique. Pour des périodes de temps de l'ordre de l'évènement hydrologique, il est nécessaire de normaliser cette période d'intégration. En effet, du fait des processus liés au transport des MES et à la propagation des signaux hydrauliques et sédimentaires en général, la durée de l'évènement hydrologique varie dans l'espace. Par exemple, le phénomène de dispersion aura tendance à rallonger la durée de l'évènement d'un site de mesure à l'autre. Pour prendre en compte cette différence de période d'intégration d'un site de mesure à l'autre, la période d'intégration est normalisée sur la durée de l'évènement, le flux instantané est intégré sur cette période normalisée par la période totale. Cette méthode présente l'avantage de pouvoir analyser le cumul détaillé de la masse transitée pendant la période de temps normalisée. La masse cumulée sur un pourcentage de la période $T$ est alors calculée :

$$\Phi_{\%}(X_i, t\%) = \int_{t\% \times T_{event}} \phi(X_i, t) dt \tag{5.4}$$

De cette façon il est alors possible de calculer un bilan de masse cumulé dynamique entre deux sites de mesure. La différence des courbes cumulées peut alors être analysée, et donner des renseignements sur des successions de dépôt et de reprise de matériaux au cours d'un évènement.

$$B_{\%}(i \rightarrow i+1, \%) = \Phi_{\%}(X_{i+1}, t\%) - \Phi_{\%}(X_i, t\%) \tag{5.5}$$

### 5.2.2 Calcul de l'incertitude associée au flux

Le flux instantané s'exprime comme le produit de la concentration et du débit. Ces deux valeurs provenant de mesures indépendantes, la variance relative du flux instantané peut s'exprimer comme la somme des variances relatives liées au débit et à la concentration en MES :

$$\sigma_\phi^2 = \sigma_Q^2 + \sigma_C^2 \tag{5.6}$$

Conformément à la méthodologie développée dans le guide pour l'expression de l'incertitude de mesure (GUM en anglais (JGCM, 2008 [61])), il convient ensuite de propager l'incertitude pour chacune des variables, en identifiant les principales sources d'incertitudes. Notons ici que nous considérerons dans cette étude une unique valeur de variance par site de mesure, quelle que soit la période d'intégration choisie. La valeur de variance

$\sigma_\phi^2$ liée au flux instantané devient ainsi indépendante du temps, et pourra être assimilée à la variance relative du flux intégré $\sigma_\Phi^2$ sur toute la période de l'évènement.

#### 5.2.2.1 Incertitudes liée au débit

Dans cette étude, on considère que l'incertitude liée aux valeurs de débit peut provenir de trois sources principales : la mesure, la modélisation numérique et l'interpolation en temps. La variance de la valeur de débit peut donc s'exprimer comme la somme des trois variances liées à ces sources d'incertitudes :

$$\sigma_Q^2 = \sigma_{Q,Meas}^2 + \sigma_{Q,Mod}^2 + \sigma_{Q,Int}^2 \tag{5.7}$$

Dans le chapitre 3, il a été présenté que $\sigma_{Q,Meas} = 7\%$. Nous appliquerons cette valeur pour tous les sites de mesures de débit, mais aussi sur les sites ne disposant pas de mesures de débit, car cette incertitude se cumule à celle liée à l'étape de modélisation. Pour les sites ne disposant pas de mesures de débit, et uniquement pour ceux-ci, s'ajoute la valeur $\sigma_{Q,Mod}^2$ liée au modèle. En chaque site de mesure de débit et pour chaque année, la moyenne des écarts relatifs entre les valeurs modélisée et les valeurs calculées est estimée. Ces valeurs, présentées dans le Tableau 8.2 varient entre 2,2% et 8,2% en fonction du site de mesure considéré et de l'année. Pour calculer $\sigma_{Q,Mod}^2$ à partir de ces valeurs d'écart du modèles par rapport aux mesures, une interpolation linéaire spatiale est ensuite appliquée aux sites de mesures de concentration se situant entre deux sites de mesure de débits consécutifs .

$$\sigma_{Q,Mod}(X_i) = \alpha(X_i).\sigma_{M_i} + (1 - \alpha(X_i)).\sigma_{M_{i+1}} \tag{5.8}$$

avec $\alpha(X_i) = D_{X_i \to M_{i+1}}/D_{M_i \to M_{i+1}}$, où $X_i$ est la position linéaire du site de mesure considéré, $M_i$ et $M_{i+1}$ sont respectivement les plus proches sites de mesures de débit amont et aval, $D_{X_i \to M_{i+1}}$ est la distance entre $X_i$ et $M_{i+1}$ et $D_{M_i \to M_{i+1}}$ la distance entre $M_i$ et $M_{i+1}$. Sur les sites de mesures de débit, le débit est utilisé directement pour le calcul du flux. Ainsi, $\sigma_{Q,Mod} = 0$ sur ces sites.

Cette hypothèse d'interpolation linéaire entre deux sites de mesure sous entend que le modèle est au moins aussi performant entre les sites de mesure de débit qu'au niveau de ces sites. Cette information est très délicate à estimer, car rien ne permet d'affirmer que les sites de mesure, qui ont été choisis par commodité, sont propices ou non à ce que le modèle y affiche de bons ou mauvais résultats. Nous resterons donc sur cette hypothèse de linéarité entre les sites de mesure, en gardant en tête ses limites mais en considérant aussi qu'elle n'est pas plus erronée *a priori* qu'une autre méthode d'interpolation.

Enfin, les valeurs de débits étant disponibles de façon quasi-continue (par le modèle ou la mesure), le terme $\sigma_{Q-Int}^2$ lié à l'interpolation linéaire temporelle sera négligé.

#### 5.2.2.2 Incertitudes liée à la concentration

L'incertitude liée aux valeurs de concentrations en MES peut provenir de quatre sources principales : la méthode de mesure, l'hétérogénéité spatiale de la concentration dans la section en travers de la rivière (deux composantes horizontale et verticale) et

l'interpolation temporelle. La variance de la valeur de concentration en MES peut donc s'exprimer comme la somme des quatre variances liées à ces sources d'incertitudes :

$$\sigma_C^2 = \sigma_{C,HH}^2 + \sigma_{C,VH}^2 + \sigma_{C,metho}^2 + \sigma_{C,Int}^2 \tag{5.9}$$

L'incertitude provenant de la méthode de mesure a été estimée dans le chapitre 3 : elle prendra la même valeur, que ce soit pour l'utilisation d'un turbidimètre ou d'une mesure par prélèvements $\sigma_{C,metho} = 5\%$.

Pour estimer l'incertitude liée à l'hétérogénéité horizontale dans une section en travers, les mesures de surface présentées au chapitre 3 seront utilisées de la façon suivante : la valeur de 17% sera appliquée au site de mesure A5, et la valeur de 5% sur le site I1 (voir Chapitre 3). Sur les autres sites de mesures, ces deux valeurs mesurées seront interpolées linéairement en fonction de la position du site de mesure par rapport à ces deux sites précédemment cités. Une autre méthode possible aurait été d'exprimer cette valeur d'incertitude comme une fonction de la pente.

Du fait des fortes vitesses de l'écoulement, aucune mesure de prélèvement sur la verticale n'a été faite pendant ces chasses. Néanmoins, des mesures de vitesses de chute des MES ont été réalisées en 2011 et en 2012 (chapitre 6). Ces valeurs de vitesse de chute des sédiments en suspension, couplées à des valeurs de vitesses de frottement de fond calculées par le modèle hydraulique nous permettent d'avoir une estimation du nombre de Schmidt-Rouse :

$$Z = \frac{W_S}{\kappa u_*} \tag{5.10}$$

où $W_S$ est la vitesse de chute des sédiments en suspension, $\kappa = 0.41$ la constante de Von Karman et $u_*$ la vitesse de frottement. Ce dernier donne la possibilité d'estimer un profil vertical théorique, et donc un écart type relatif à la valeur moyenne le long de ce profil vertical. Une valeur représentative calculée par cette méthode sur l'ensemble des sites de mesure est $\sigma_{C,VH} = 3\%$ .

Enfin, l'erreur liée à l'échantillonnage sera estimée en chaque site de mesure et pour chaque chasse, par la relation suivante :

$$\sigma_{C,Int} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \frac{|C_i - C_{i+1}| \times \Delta t}{T_{event} \times \frac{C_i + C_{i+1}}{2}} \tag{5.11}$$

L'idée de cette formule est de comparer la surface du rectangle de côtés $[t_i; t_{i+1}]$ et $[C_i; C_{i+1}]$ séparant deux mesures temporelles de concentrations en MES d'un même signal à la surface du rectangle de côtés $[t_1; t_N]$ et $[C_i + C_{i+1}]$. Les valeurs ainsi calculées varient de 0.004 % à 24 % en fonction de la fréquence d'échantillonnage (qui varie elle-même entre une et 120 mesures par heure). Elle sont représentées en fonction du nombre de valeurs de concentrations mesurées sur la Figure 5.1.

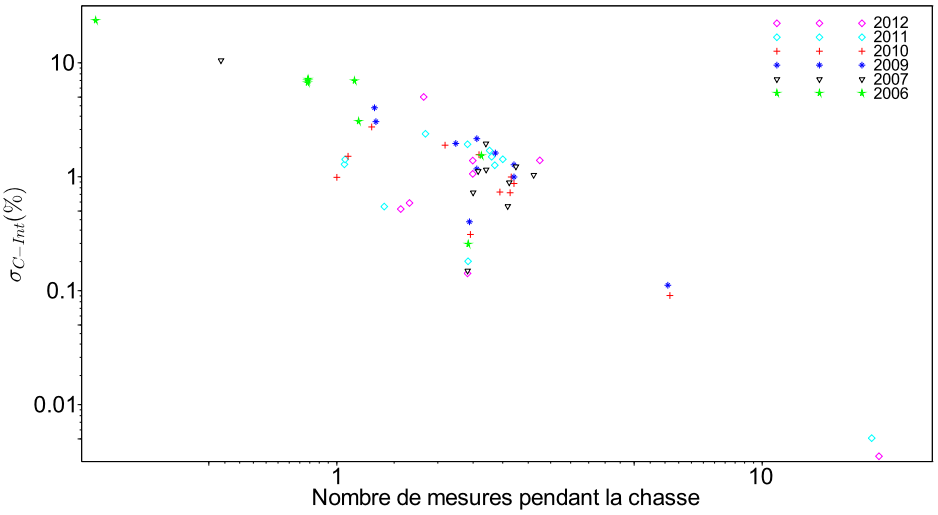



FIGURE 5.1 – Erreur d'interpolation en fonction de la fréquence d'échantillonnage (échelle log-log)

Pour les chroniques de mesures en continu, les valeurs de turbidité, et donc de concentration en MES, ont été ré-échantillonnées à un pas de temps de 30 minutes pour plus de commodité, d'homogénéité entre les chroniques et de poids des fichiers à manipuler. Si on se base sur la relation présentée en Figure 5.1, on peut considérer que la valeur maximale pour cette fréquence d'échantillonnage est de 2.2%. Cette valeur unique sera donc appliquée pour le calcul de l'incertitude dans le cas des chroniques de mesures continues.

#### 5.2.2.3 Résultats par site de mesure

L'ensemble des valeurs d'incertitudes sont présentées par site de mesure dans le Tableau 5.1. Pour chaque année de chasse, les valeurs d'incertitudes liées au calcul du flux sont détaillées pour tous les sites, et sont décomposées en une composante de débit et une composante de concentration. On remarque ainsi que les valeurs d'incertitudes liées à la concentration sont la plupart du temps supérieures à celles qui sont associées aux valeurs de débit.

Dans ces valeurs d'incertitudes liées à la concentration, on remarque également que la part d'incertitude liée à l'hétérogénéité horizontale prédomine : ces valeurs d'incertitudes liées à la concentration décroissent en effet linéairement le long de la rivière entre le site A10 et le site I1. A cette tendance générale, vient s'ajouter l'erreur liée à l'interpolation linéaire, qui permet de faire apparaitre des signaux très faiblement échantillonnés, comme par exemple en 2006 sur le site A6. En dehors de ces deux composantes très marquées, les variations d'incertitudes d'un site de mesure à l'autre sont très faibles. Les valeurs moyennes pour les sites de l'Isère sont de 10% pour la concentration, 7% pour le débit et

| Site de mesure | 2006 | | | 2007 | | | 2009 | | | 2010 | | | 2011 | | | 2012 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | σ Φ | σ Q | σ C | σ Φ | σ Q | σ C | σ Φ | σ Q | σ C | σ Φ | σ Q | σ C | σ Φ | σ Q | σ C | σ Φ | σ Q | σ C |
| A10 | | | | 23.0 | 11.1 | 20.1 | 21.8 | 7.8 | 20.3 | 21.4 | 7.4 | 20.1 | 21.8 | 8.4 | 20.1 | 22.5 | 8.8 | 20.7 |
| A9 | 22.4 | 7.4 | 21.1 | 22.8 | 11.1 | 19.9 | | | | | | | | | | | | |
| A8 | 21.9 | 7.4 | 20.6 | 22.4 | 11.1 | 19.4 | 21.3 | 7.8 | 19.8 | 20.8 | 7.4 | 19.5 | 21.2 | 8.4 | 19.5 | | | |
| A7 | 21.3 | 7.4 | 19.9 | 21.9 | 11.1 | 18.8 | 20.0 | 7.0 | 18.8 | 20.0 | 7.0 | 18.8 | 20.0 | 7.0 | 18.8 | 20.0 | 7.0 | 18.8 |
| A6 | 30.9 | 7.4 | 30.0 | 21.7 | 11.1 | 18.6 | 20.5 | 8.4 | 18.7 | 20.3 | 7.7 | 18.8 | 20.7 | 9.0 | 18.6 | | | |
| A5 | 19.4 | 7.0 | 18.1 | 19.3 | 7.0 | 18.0 | 19.4 | 7.0 | 18.0 | 19.3 | 7.0 | 18.0 | 19.4 | 7.0 | 18.1 | 19.4 | 7.0 | 18.1 |
| A4 | | | | 20.0 | 10.7 | 16.9 | 19.8 | 10.2 | 17.0 | 18.9 | 8.5 | 16.9 | 20.1 | 10.8 | 17.0 | 18.2 | 7.5 | 16.6 |
| A3 | 19.0 | 8.3 | 17.0 | 18.6 | 10.1 | 15.6 | 18.6 | 10.1 | 15.6 | 17.6 | 8.2 | 15.6 | 19.0 | 10.7 | 15.6 | | | |
| A1 | | | | 20.1 | 9.6 | 17.7 | 17.4 | 10.0 | 14.3 | 16.2 | 7.9 | 14.2 | 17.4 | 10.0 | 14.2 | 16.4 | 8.2 | 14.2 |
| I4 | | | | | | | 17.0 | 9.9 | 13.8 | | | | | | | 15.9 | 8.0 | 13.7 |
| I3 | | | | | | | | | | 14.5 | 7.0 | 12.7 | 14.5 | 7.0 | 12.6 | 14.4 | 7.0 | 12.6 |
| I2 | 14.8 | 9.3 | 11.6 | | | | | | | 13.5 | 7.6 | 11.2 | 14.1 | 8.4 | 11.3 | | | |
| I1 | 10.4 | 7.0 | 7.7 | 10.4 | 7.0 | 7.7 | 10.4 | 7.0 | 7.7 | 10.4 | 7.0 | 7.7 | 10.4 | 7.0 | 7.7 | 10.4 | 7.0 | 7.7 |

Tableau 5.1 – Flux intégrés pour chaque événement de l'échantillon

13 % pour le flux intégré. Pour les sites de l'Arc ces valeurs sont respectivement égales à 18%, 9% et 20%. Ces valeurs moyennes montrent que les valeurs d'incertitudes liées au débit sont plus faibles que les incertitudes liées à la concentration, et que la prise en compte d'un modèle d'incertitude linéaire pour la composant d'hétérogénéité latérale induit en moyenne une forte différence de valeur d'incertitude entre les sites de mesure de l'Arc et celle des sites de mesure de l'Isère. Pour les chroniques de mesures en continu, une valeur a été également estimée pour chaque station de mesure. Ces valeurs, arrondies au pourcentage sont présentées égales à 20% pour A7, 15% pour A1, 14% pour I3 et 10% pour I1.

## 5.3 Application aux chasses de barrages de l'Arc

### 5.3.1 Intégration sur la durée de l'évènement

Pour l'ensemble du jeu de données disponibles pour les chasses de barrage présentées dans les chapitres 3 et 4, la valeur de $\Phi(X_i)$ a été calculée pour chaque site de mesure. Les résultats sont présentés en Figure 5.2.

Au regard de cette figure, plusieurs conclusions peuvent être formulées. La première est que les masses transitées au premier site de mesure (abscisse la plus négative, à gauche du graphique) varient de façon très significative d'une année sur l'autre. Cette masse représente la quantité de sédiments remobilisés des barrages de l'Arc qui sont chassés pendant ces évènements. Les différences observées en termes de forme du signal de concentration avaient déjà été analysées dans le chapitre 4 ; ces nouveaux résultats confirment donc les analyses du chapitre précédent. Ainsi, entre 10 000 (en 2007 et 2011) et 50 000 tonnes (en 2012) ont été remobilisées des barrages de l'Arc au cours de ces épisodes de chasses de barrages. Cette quantité de sédiment dépend bien sûr du stock de sédiments déposés dans les retenues, mais également du moment pendant lequel intervient l'épisode de chasse par rapport au dépôt de cette masse de sédiment au sein des retenues, et de l'efficacité de l'hydrogramme de chasse produit. Par exemple, en 2012, il a été observé un

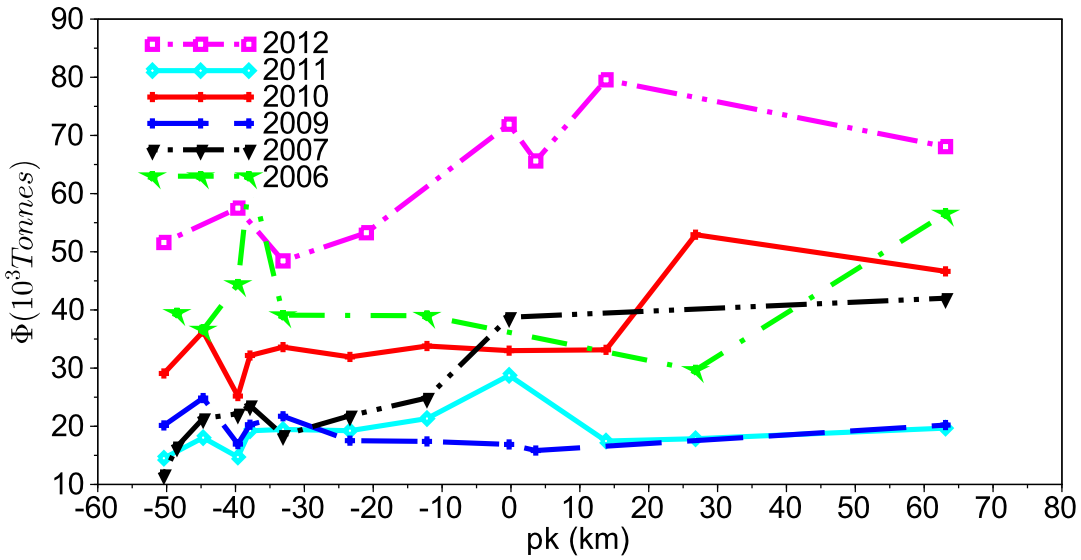



FIGURE 5.2 – Distribution spatiale des flux intégrés sur l'évènement pour les chasses de barrage

pic de débit inhabituel pendant le premier palier de l'hydrogramme. Ce changement par rapport à l'hydrogramme habituel a pu remobiliser plus efficacement les sédiments des réservoirs.

La deuxième conclusion est que ces masses de sédiments remobilisées des barrages de l'Arc sont intégralement transmises jusqu'à la station de mesure I1. Le bilan global sur l'ensemble du domaine est en effet positif pour toutes les chasses de barrages analysés, et varient de 30 000 tonnes en 2007 à seulement quelques centaines de tonnes en 2009. Cette différence observée d'une année sur l'autre s'explique, de la même façon que pour les masses remobilisées de retenues, par une différence de masse disponible dans le lit de la rivière, mais également par la différence d'écoulement pendant l'évènement. Nous avons en effet montré au chapitre précédent que si les hydrogrammes étaient sensiblement identiques d'une année sur l'autre en sortie du barrage de SMLP, les débits de base de l'Arc et de l'Isère pouvaient être très différents.

La troisième et dernière conclusion majeure que nous apporte l'analyse de la Figure 5.2 est que si les flux sont globalement transmis jusqu'a la station de mesure I1, il existe de fortes variations locales le long du domaine d'étude. Par exemple, en 2011 le flux est transmis depuis l'amont du domaine d'étude jusqu'à la station de mesure I1, mais on peut observer une succession de remise en suspension en amont de la confluence suivie d'un dépôt important sur l'Isère juste en aval de la confluence. De la même façon, il apparait une succession de reprise / dépôt en amont du domaine d'étude pour les chasses de 2006, 2010 et 2012. Ces variations de masses impliquent que si le flux de sédiments est transmis en termes de masse globale, il est possible que les populations de sédiments

mesurées à la station de mesure I1 ne soit pas les mêmes que celles que l'on trouve en sortie de barrage. C'est pourquoi il est nécessaire de quantifier précisément ces variations locales de masse, ce que traite le paragraphe suivant.

### 5.3.2 Bilan de masse sur la durée de l'évènement

Pour chaque tronçon de rivière compris entre deux sites de mesures consécutifs $X_i$ et $X_{i+1}$, les bilans de masses sur la durée de l'évènement $B(i \to i+1) = \Phi(X_{i+1}) - \Phi(X_i)$ ont été calculés. En outre, chacun de ces bilans de masse ont été confrontés aux valeurs d'incertitude de la façon suivante : si le bilan de masse est positif, il ne sera considéré significatif au regard de l'incertitude seulement si $\Phi(X_i) + \sigma_\Phi(X_i) > \Phi(X_{i+1}) - \sigma_\Phi(X_{i+1})$, et inversement pour un bilan négatif. L'ensemble de cette analyse est résumée dans le Tableau 5.2.

| Site de mesure | pK (km) | 2006 | 2007 | | 2009 | | 2010 | 2011 | 2012 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A10 | -50.4 | | | | | | | | |
| A9 | -48.5 | | 4.8 | | 4.7 | | 7.2 | 3.5 | 5.9 |
| A8 | -44.7 | -2.9 | 4.8 | CRUE MAI 2008 | | CRUE MAI 2010 | | | |
| A7 | -40 | 7.8 | 0.8 | | -7.9 | | -11.1 | -3.3 | |
| A6 | -37.9 | 19.1 | 1.4 | | 3.3 | | 7.0 | 4.5 | -9.1 |
| A5 | -33.1 | -24.5 | -5.1 | | 1.5 | | 1.4 | 0.2 | |
| A4 | -23.4 | -0.1 | 3.3 | | -4.2 | | -1.7 | -0.2 | 4.8 |
| A3 | -12.2 | | 3.1 | | -0.1 | | 1.9 | 2.1 | 18.7 |
| A2 | -9.2 | | 13.9 | | -0.5 | | -0.8 | 7.4 | |
| A1 | -0.3 | -1.7 | | | -1.0 | | | | -6.3 |
| I4 | 3.6 | | | | | | 0.6 | -11.3 | 13.3 |
| I3 | 13.8 | | 3.3 | | 4.4 | | 24.8 | 3.5 | -10.8 |
| I2 | 26.8 | 19.3 | | | | | -11.8 | -1.3 | |
| I1 | 63.1 | | | | | | | | |

| | |
|---|---|
| | Erosion |
| | Dépôt |
| 3.7 | Bilan de masse (kTonnes) |

Couleur foncée: bilan de masse significatif au regard de l'incertitude

Couleur claire: bilan de masse non significatif au regard de l'incertitude

Tableau 5.2 – Distribution spatiale et temporelle des bilan de masse sur l'ensemble des chasses

Tout d'abord, il apparait que seulement 4 des 52 bilans de masse locaux sont significatifs au regard de l'incertitude. Néanmoins, contrairement aux bilans réalisés sur les

chroniques de mesure en continu, l'interprétation des bilans de masse est plus aisée. En effet, des mesures de concentrations ont été réalisées pendant toutes les chasses sur les principaux affluents intermédiaires. Les concentrations étaient toujours de l'ordre de la centaine de mg/l au maximum, et les débits liquides, s'ils n'ont pas été quantifiés, étaient pour la plupart (sauf pour l'Isère amont et la restitution de Randens) négligeables par rapport au débit généré par la chasse de barrage. Ainsi, les bilans de masse locaux peuvent être interprétés uniquement en termes de dépôt et remise en suspension, c'est à dire uniquement en termes d'interaction avec le lit de la rivière. Les autres bilans non significatifs sont donc interprétables comme des zones de transfert de flux avec une probabilité non nulle de dépôt ou de remise en suspension selon les cas.

Si peu de bilans de masse sont significatifs, le Tableau 5.2 montre cependant des tendances remarquables. Par exemple, la zone encadrée de rouge présente une homogénéité à la fois temporelle et spatiale dans la distribution des zones de dépôt et d'érosion. Entre 2009 et 2011, un seul évènement vraiment majeur a eu lieu : la crue de mai 2010. Il a été montré au chapitre 4 que cette crue a été un évènement généralisé à l'échelle du bassin versant, et que le débit maximal mesuré sur l'Arc n'était guère plus élevé que celui mesuré pendant les chasses de barrages. Néanmoins, on remarque que cette distribution des zones de dépôt et d'érosion n'était pas la même avant la crue de mai 2008. Au chapitre précédent, il a été montré que le débit mesuré pendant cette crue était bien plus important sur l'Arc que pendant la crue de mai 2010. Ainsi, la crue de mai 2008 a eu plus d'impact sur la configuration morphologique de la rivière, jouant ainsi un rôle sur la répartition des zones de dépôt et d'érosion mesurées pendant les chasses de barrage suivantes.

Un autre indice de cet impact morphologique est illustré par la zone encadrée de bleu. La distribution des zones de dépôt et d'érosion a été profondément modifiée entre les chasses de barrage de 2007 et de 2009 sur cet encadré bleu. Ainsi, la zone encadrée correspond à un tronçon de rivière ayant tendance à être érodé avant la crue de mai 2008, et à une zone de dépôt potentiel après cette même crue. Néanmoins, on observe que dès la deuxième chasse après cet évènement, la distribution des zones de dépôt et d'érosion change à nouveau et évolue vers un état d'équilibre mesuré avant la crue. Ce retour à l'équilibre est opéré complètement en 2012. Compte tenu de la faible intensité relative des chasses de barrage par rapport aux autres évènements hydrologiques, il n'est bien sûr pas possible de conclure que les chasses de barrages sont responsables de cette évolution.

Néanmoins, la densité de mesure disponible durant ces évènements permet de mesurer, de quantifier cette évolution morphologique année après année. Ces cycles morphologiques sont indépendants des masses transitées pendant les chasses de barrages, et se déroulent sur des périodes caractéristiques plus longues que celles qui conditionnent les masses totales transitées. Le paragraphe suivant présente une analyse plus fine de ces distributions, qui confirment ces tendances.

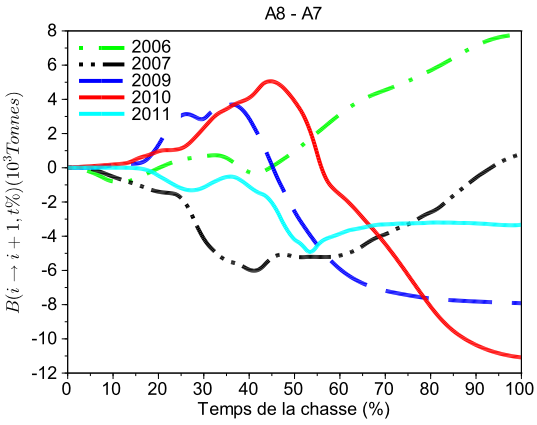
### 5.3.3 Bilan de masse dynamique

Entre chaque site de mesure consécutif, les bilans de masses dynamiques $B_{\%}(i \rightarrow i+1,\%) = \Phi_{\%}(X_{i+1}, t\%) - \Phi_{\%}(X_i, t\%)$ ont été calculés puis analysés, pour l'ensemble des chasses de barrage de l'Arc. La Figure 5.3 en présente quelques exemples explicites. L'interprétation graphique de ces courbes est la suivante : si la valeur de $B_{\%}(i \rightarrow i+1,\%)$ augmente, alors il y a érosion du lit. Si au contraire elle diminue, il y a dépôt. La valeur finale, calculée à 100% du temps, représente le bilan total intégré sur la durée de l'évènement de chasse. Si cette valeur est positive, alors il y aura une érosion globale au cours de l'évènement. Si au contraire celle-ci est négative, il y aura un phénomène de dépôt global durant l'évènement.

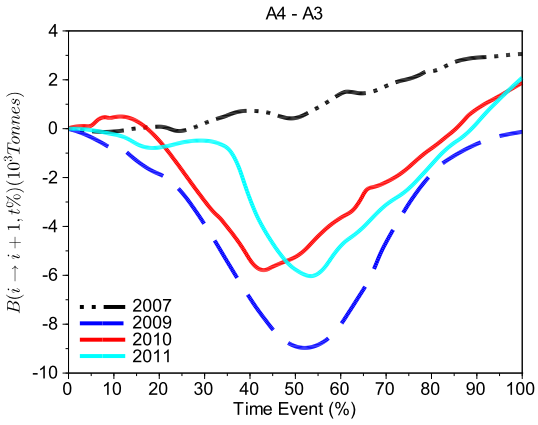
La Figure 5.3a présente les bilans dynamiques calculés entre les sites de mesure A8 et A7 pour chacune des chasses de barrage disposant de ces données, représenté ici en fonction du pourcentage de la période de l'évènement. On remarque que si les flux intégrés sur l'ensemble de l'évènement sont positifs avant la chasse de 2008 et négatifs après, les variations au cours de l'évènement ne sont pas pour autant homogènes. En effet on peut observer en 2007 une succession de dépôt et de d'érosion de grandes amplitudes, tandis qu'en 2006 une remise en suspension continue est observée. Après la crue de mai 2008, une succession de remise en suspension et dépôt est observée en 2009 et 2010, tandis qu'en 2011 on observe un dépôt presque continu. Ainsi, sur ce tronçon, si la crue de mai 2008 a eu un impact en termes de distribution des zones de dépôt et d'érosion, cet impact n'a pas duré dans le temps. Ce tronçon présente en outre un comportement dynamique et différent chaque année.

La Figure 5.3c montre un exemple de bilan réalisé entre deux sites de mesures plus éloignés, afin de prendre en compte une année de chasse supplémentaire pour laquelle on ne dispose pas de mesures sur le site intermédiaire. Ce tronçon présente un comportement remarquable : pendant la première partie de l'hydrogramme, qui correspond au premier palier de débit, le bilan de masse est constant entre les deux sites de mesures. Puis, à partir de la seconde partie de l'hydrogramme (second palier de débit), une succession de dépôt puis remise en suspension est observée presque systématiquement. Ce comportement à seuil s'explique par la présence sur ce tronçon de macro-formes, en l'occurrence de bancs de graviers de plus de 500 m de long occupant une grande partie de la section en travers. Ces bancs de galets présentent des formes complexes et à partir du moment où ils sont inondés (le seuil est atteint), des processus de dépôt et d'érosion sont mis en place. Ce résultat montre l'importance de ce type de formes dans les dynamiques de dépôt et d'erosion.

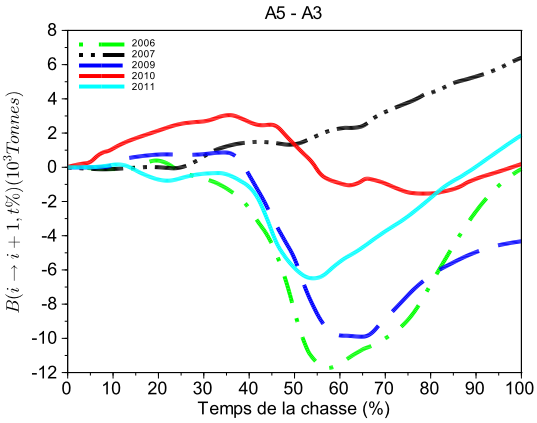
Les Figure 5.3e et Figure 5.3b illustrent deux autres exemples de succession de phase de dépôt et de remise en suspension, qui ont lieu d'une façon plus continue au cours de l'évènement de chasse de barrage. La Figure 5.3e montre, chasse après chasse, une évolution progressive de ce phénomène, tandis que la Figure 5.3b illustre une apparition brutale de cette tendance, après la crue de mai 2008. La Figure 5.3d montre une tendance à l'érosion en première partie de l'hydrogramme suivie d'une phase de dépôt pendant la



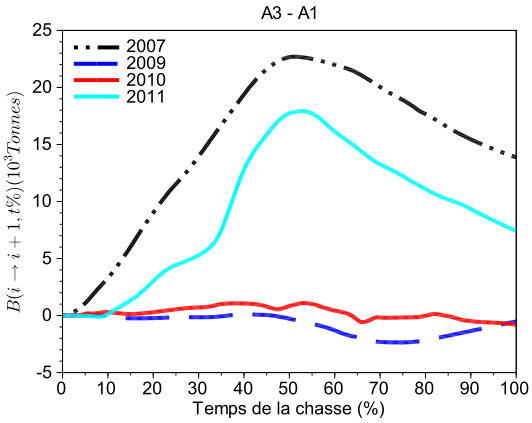

(a) A8-A7



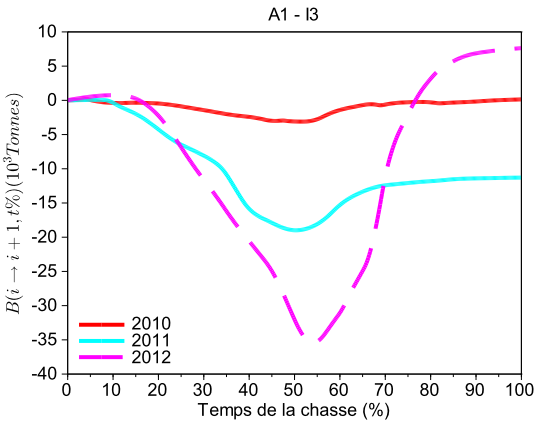

(b) A4-A3



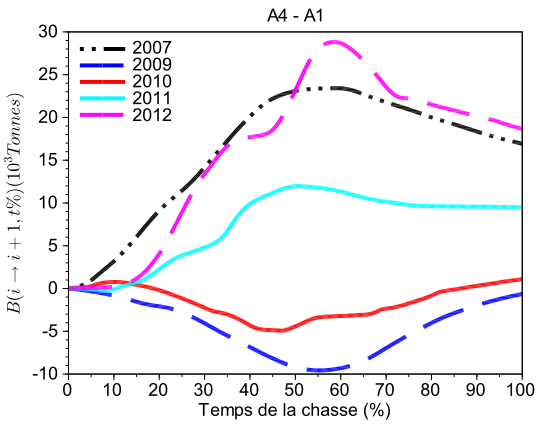

(c) A5-A3




(d) A3-A1




(e) A1-I3




(f) A4-A1

FIGURE 5.3 – Bilans dynamiques entre deux sites consécutifs lors des chasses

seconde partie de l'hydrogramme. Cette tendance est d'abord très marquée en 2007, puis disparait après la crue de mai 2008. Cette tendance réapparait en 2011, quatre années après qu'elle ait été mesurée la première fois. Enfin, la Figure 5.3f illustre à nouveau ce phénomène de retour à l'équilibre avec la confirmation de ce retour à l'équilibre par les mesures de 2012, et cumule les deux tendances observées sur les Figure 5.3b et Figure 5.3d.

Ces différents exemples confirment le rôle joué par la crue de mai 2008 sur la répartition des zones de dépôt et d'érosion mesurées pendant les chasses de barrage. Ces exemples montrent en outre que dans certain cas, des tendances propres au tronçon de rivières apparaissent tous les ans, malgré des signaux de débits et de concentration très différents. Ces signatures morphologiques mises en évidence pour ces tronçon de rivière évoluent dans le temps, mais ne sont apparemment pas dépendantes des masses de MES transitées. De plus, ces exemples montrent dans certains cas que si le bilan de masse calculé entre deux sites de mesure consécutifs est faible sur la durée totale de l'évènement de chasse, des variations très importantes peuvent avoir lieu au cours de l'évènement. Cela implique que les évènements de chasse de barrage interagissent fortement avec le lit de la rivière, bien que les masses transitées pendant l'évènement soient globalement transmises le long du site d'étude.

## 5.4 Application aux chroniques de mesure en continu

### 5.4.1 Intégration cumulée sur les sous périodes disponibles

Les flux de MES mesurées aux stations de mesures en continu sont intégrées sur les quatre périodes T1, T2, T3 et T4 (voir chapitre 3) de validité et de disponibilité des données pour chacune des quatre stations. Les résultats de flux intégrés cumulés sont présentés en Tableau 5.3. A chaque début de période d'intégration, le flux cumulé est remis à zéro pour comparer les résultats calculés pour les différentes stations.

| Site de mesure | PK (km) | $\Phi$ intégré sur la période T1 | $\Phi$ intégré sur la période T2 | $\Phi$ intégré sur la période T3 | $\Phi$ intégré sur la période T4 |
|---|---|---|---|---|---|
| A7 | -40.0 | | 2277 | 2105 | 955 |
| A1 | -0.2 | | | | 1854 |
| I3 | 13.8 | | | 3850 | 1770 |
| I1 | 63.1 | 15153 | 5403 | 4781 | 2085 |

Tableau 5.3 – Flux intégrés (exprimé en $10^3$ tonnes) sur chacune des périodes T1 (03/2006 ➛ 12/2012), T2 (04/2009 ➛ 11/2012), T3 (09/2009 ➛ 12/2012) et T4 (05/2011 ➛ 08/2012)

Ces valeurs de flux cumulés montrent que la valeur de masse totale de MES sortant du bassin versant de l'Arc, calculée au point de mesure A1, est d'un niveau équivalent à celui qui est mesuré sur l'Isère. On retrouve ainsi les résultats qui avaient été démontrés

dans le chapitre précédent sur une partie des évènements échantillonnés, à savoir que la majeure partie du transport solide en suspension mesurée sur l'Isère provient du bassin versant de l'Arc. En termes de masses transitées, il est intéressant de remarquer que la masse transitée à la station I1 sur la période T2 représente seulement un tiers de la masse transitée pendant la période T1, pour deux tiers du temps. Ces valeurs montrent aussi que les masses de sédiments transitées au niveau de la station A7 sont significativement plus faibles que celles mesurées sur les autres stations, tout en restant non négligeables : par exemple, elles représentent 50% des masses transitées sur le bassin versant de l'Arc pendant la période T4. Il est cependant difficile de tirer plus de conclusions à la lecture des valeurs de ce tableau, car les valeurs sont intégrées sur des périodes très longues. Le paragraphe suivant analyse les mesures mensuelles de ces masses transitées.

### 5.4.2 Flux mensuels

Les flux des différentes chroniques de mesures en continu ont été intégrés sur une période de un mois. Les résultats sont présentés en Figure 5.4. A titre de comparaison, les flux liquides ont également été intégrés sur les même périodes et sont présentés en Figure 5.5. On remarque sur la figure Figure 5.4 que l'on retrouve de façon claire la saisonnalité établie pour les évènements hydrologiques échantillonnés du chapitre 4. Les mois les plus concernés par les flux de MES sont les mois de printemps et les mois d'été. Cette saisonnalité est mesurée dans les mêmes proportions pour les sites de mesures de l'Arc et pour les sites de mesure de l'Isère. En Figure 5.5, on remarque que cette saisonnalité apparait également, mais de façon beaucoup plus continue pour les flux liquides que pour les flux solides.

Les flux liquides présentés en Figure 5.5 sont proportionnels d'un site de mesure à l'autre, malgré les différentes actions du réseau hydro-électrique sur l'écoulement. Ces différents cycles de prélèvement / restitution n'affectent les bilans de volume pour les flux liquides. Les flux solides, eux, évoluent de façon très discontinue dans l'année, avec des masses de sédiments transités très différentes d'une année sur l'autre. En outre, le fait que les masses transitées au site de mesure A1 soient la plupart du temps supérieures à celles transité 15 km en aval sur le site I3 indique une dynamique de dépôt systématique sur ce secteur. Cette perte de masse est quantifiée dans le paragraphe suivant.

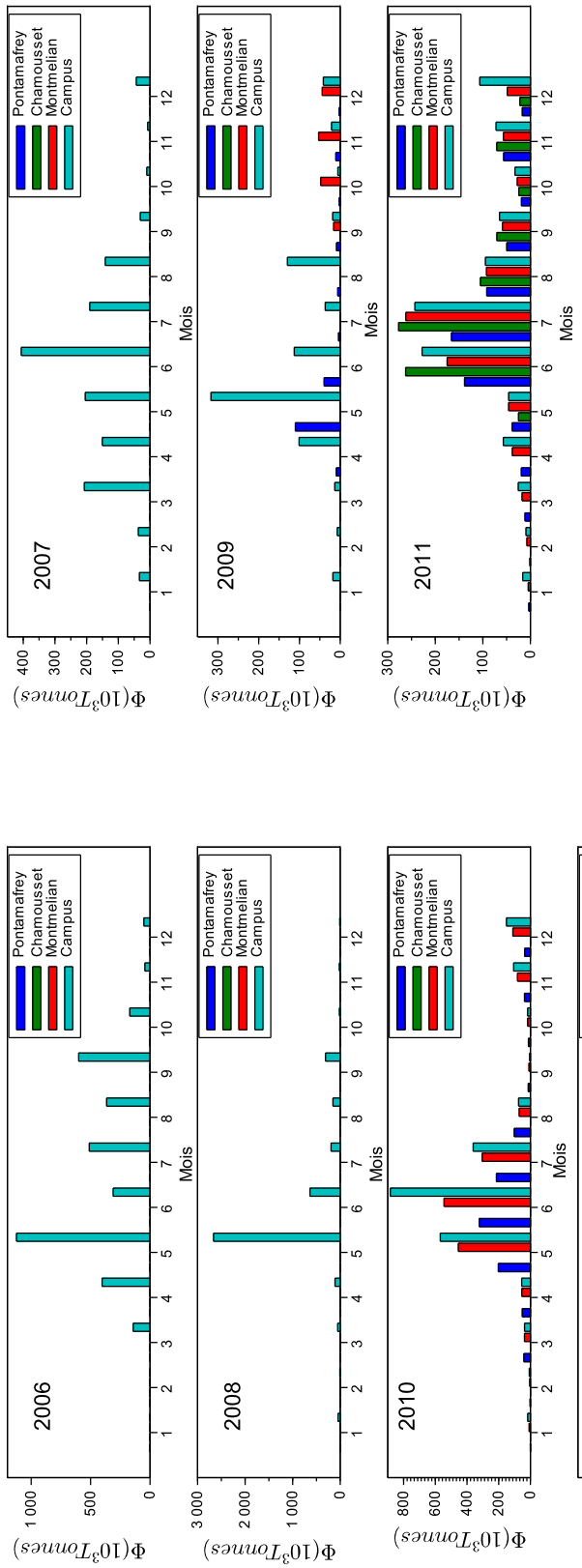



FIGURE 5.4 – Flux solides mensuels calculés aux sites de mesure I1 (Campus), I3 (Montmélian), A1 (Chamousset) et A7 (Pontamafrey)

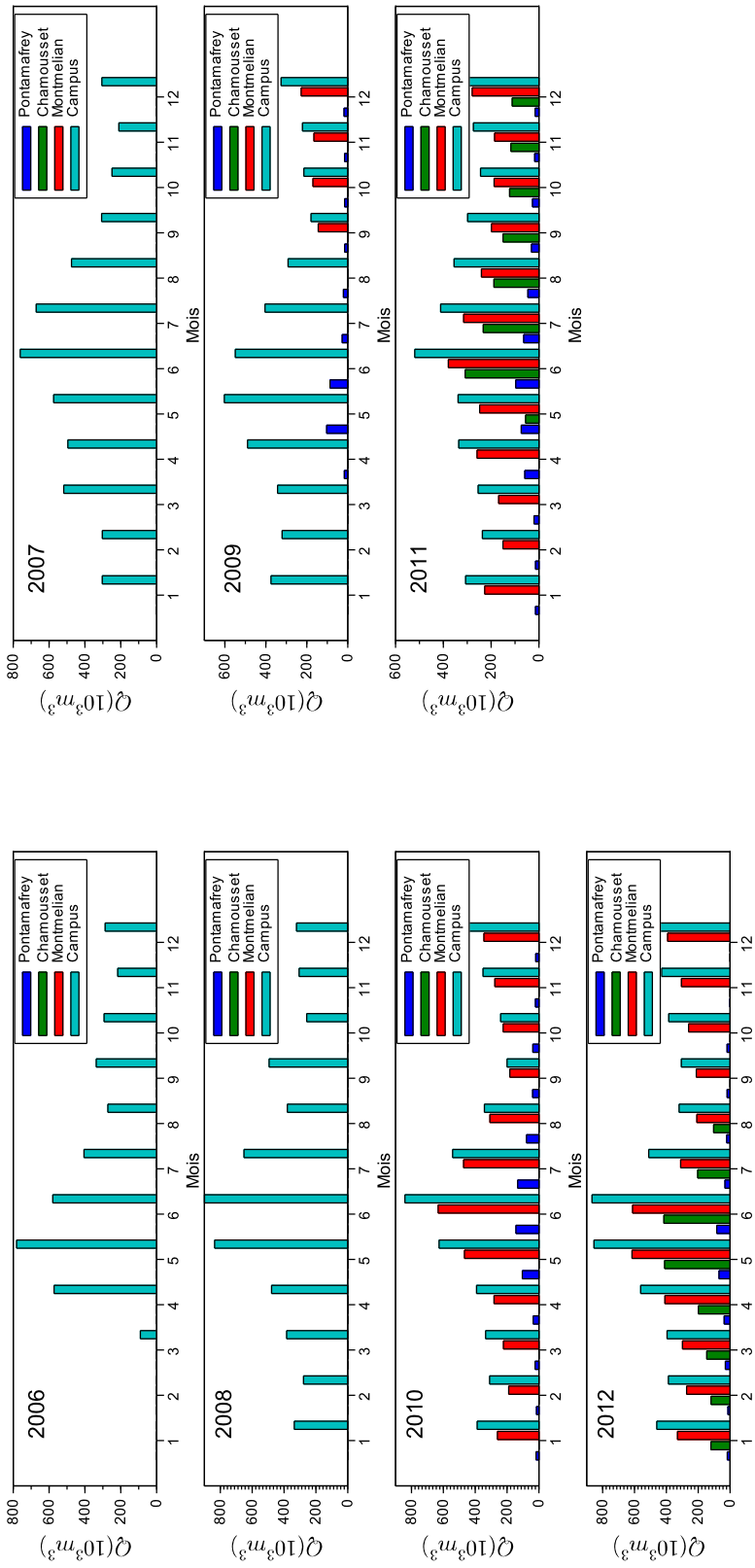



FIGURE 5.5 – Flux liquides mensuels calculés aux sites de mesure I1 (Campus), I3 (Montmélian), A1 (Chamousset) et A7 (Pontamafrey)

### 5.4.3 Bilans de masse intégrés et dynamiques

Les bilans de masse intégrés sur les quatre périodes T1 à T4 ont été calculés et sont rassemblés dans le Tableau 5.4.

| Site de mesure | pK (km) | T2 | T3 | T4 |
|---|---|---|---|---|
| A7 | -40 | | | |
| A1 | -0.3 | 3126 | 1743 | 899 |
| I3 | 13.8 | | | -84 |
| I1 | 63.1 | | 931 | 315 |

| | |
|---|---|
| | Bilan positif |
| | Bilan négatif |
| 3.7 | Bilan de masse (kTonnes) |
| | |
| Couleur foncée: bilan de masse significatif au regard de l'incertitude | |
| Couleur claire: bilan de masse non significatif au regard de l'incertitude | |

Tableau 5.4 – Bilans de masse calculés à partir des flux intégrés sur les periodes T1 à T4

Ce tableau montre que les bilans de masse calculés à partir de la station A7 sont les seuls à être significatifs vis-à-vis de l'incertitude sur le flux. Les bilans de masses intermédiaires ne sont pas significatifs sur les périodes d'intégration, et la plupart des bilans de masse sont positifs. Néanmoins, on remarque un déficit de 85 milliers de tonnes de sédiments en suspension mesuré entre les stations A1 et I3 sur la période T4. Vis-à-vis de l'incertitude produite par le calcul du flux total, il est possible de conclure que le flux est globalement transmis sur ce tronçon, avec une probabilité significative dépôt.

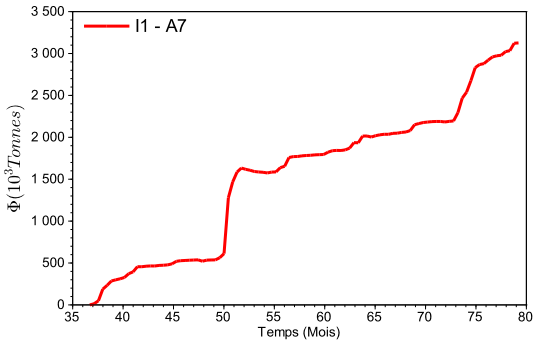
Cette perte de masse systématique sur cette période d'intégration est néanmoins d'autant plus importante qu'elle a lieu malgré les apports intermédiaires produits par l'Isère amont. Autrement dit, les apports de l'Isère amont ne suffisent pas à rétablir un bilan de masse positif ou nul sur cette période d'intégration. Cette perte de masse peut être imputée à deux causes principales sur ce tronçon : d'une part des dépôts massifs, sur de larges bancs végétalisés, et d'autre part des curages mécaniques opérés par les gestionnaires de bassin sur ce tronçon.

On remarquera qu'il est plus facile d'interpréter dans ce cas là des bilans de masse négatifs que des bilans de masse positifs : les bilans de masse positifs représentent les apports de masses entre deux sites de mesure : ils peuvent résulter des apports solides des différents sous bassin versants intermédiaires, mais aussi de la remise en suspension de sédiments présents dans le lit de la rivière. Il est alors très délicat de séparer l'une des deux sources de production, car les apports intermédiaires des affluents ne sont pas mesurés.

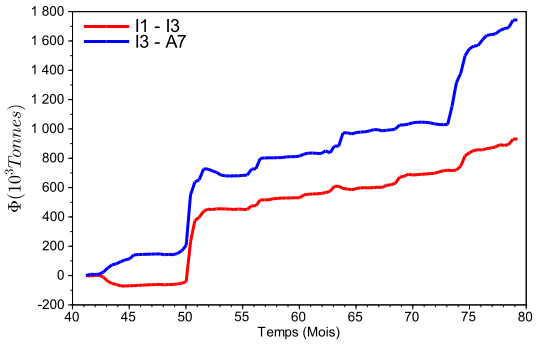
Il s'agit d'une des limites de l'utilisation de cette méthode d'analyse : un bilan de masse peut être significatif au regard de l'incertitude, sans pour autant que l'on puisse l'interpréter de façon précise. A l'inverse (et c'est le cas ici), un bilan de masse peut ne pas être significatif, alors que la prise en compte d'informations complémentaires (par exemple ici des apports supplémentaires de l'Isère amont) pourrait confirmer ce bilan de

masse.

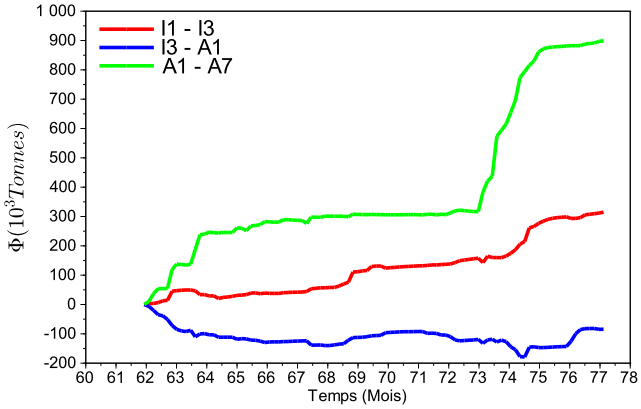
Une façon complémentaire d'analyser ces bilans de masse est de les calculer de façon cumulative sur la période voulue. Ces grandeurs sont représentées sur la Figure 5.6 pour les périodes T2, T3 et T4.




(a) 04/2009 ➛ 11/2012




(b) 09/2009 ➛ 12/2012




(c) 05/2011 ➛ 08/2012)

FIGURE 5.6 – Bilans de masse dynamiques sur les periodes T2 (a), T3 (b) et T4 (c).

Sur la Figure 5.6a, on constate par exemple que la différence de masse transitée s'accélère sur deux périodes, qui correspondent à la crue de mai 2010 pour la première et aux mois de printemps de l'année 2012 pour la seconde. On retrouve ces différences de masse en densifiant le réseau des sites de mesure sur la Figure 5.6b, sur une période similaire. On remarque que si l'apport lié à la crue reste généralisé pour la crue de mai 2010, il n'en est pas de même pour l'apport lié aux mois du printemps 2012 : la différence de masse entre les deux sites de l'Isère est plus faible sur cette période. Autrement dit, l'écart de masse n'est pas transmis dans les mêmes proportions, c'est-à-dire que le flux cumulé entre les sites I1 et I3 sur l'Isère cache potentiellement une perte de masse. En augmentant encore la densité du réseau, on remarque sur la Figure 5.6c la dynamique produite par ces évènements du printemps 2012. Des apports considérables (600 000 tonnes en 4 mois)

provenant des apports intermédiaires entre les sites de mesure A7 et A1 ont engendré des dépôts importants sur le lit de l'Isère, entre le site de mesure A1 et I3. On remarque en effet que cette période correspond à une chute du bilan de masse entre ces deux sites de mesure.

Contrairement à celles réalisées pour les chasses de barrage, ces analyses possèdent invariablement une grande part d'interprétation : la grande échelle de temps, d'espace et la méconnaissance de la dynamique des apports intermédiaires empêchent toute formulation de conclusions solides. Les paragraphes suivants reviennent à des périodes d'intégration plus courtes, à l'échelle de l'évènement hydrologique.

## 5.5 Application aux évènements hydrologiques échantillonnés

### 5.5.1 Contribution des évènements échantillonnés

Les valeurs de $\Phi(X_i)$ ont été calculées pour tous les évènements de l'échantillon du chapitre précédent. Les résultats sont présentés dans le Tableau 5.5. Dans ce tableau sont rassemblées les valeurs de $\Phi(X_i)$ calculées pour chaque évènement à la station de mesure I1, exprimés en milliers de tonnes, la période d'intégration de chaque évènement, ainsi que ces deux valeurs rapportées respectivement au flux total transité sur l'ensemble de la chronique et la durée totale de cette chronique de mesure.

Ce tableau montre que les 40 évènements échantillonnés par la méthode de dépassement de seuil représentent 42% du flux total transité sur l'ensemble de la chronique, pour une durée correspondant à seulement 3% de la durée totale. De plus, les cinq évènements correspondants aux cinq plus grandes valeurs de score représentent à eux seuls 26 % du flux total, pour une durée de seulement 0.8 % de la durée totale. **Ce résultat confirme que le transport de MES est essentiellement évènementiel sur ce bassin versant.**

| Date | | SCORE | Flux (10^3 Tonnes) | D (Jours) | Flux (%) | D (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 2006 | *31-mars* | 2 | 122 | 2.69 | 0.81 | 0.11 |
| | *19-mai* | **7** | 431 | 4.08 | 2.84 | 0.17 |
| | *14-juin* | 2 | 5 | 1.00 | 0.03 | 0.04 |
| | *28-juin* | 3 | 62 | 2.08 | 0.41 | 0.08 |
| | *26-juil.* | **8** | 179 | 2.29 | 1.18 | 0.09 |
| | *29-août* | 1 | 41 | 0.69 | 0.27 | 0.03 |
| | *30-août* | 4 | 114 | 1.21 | 0.75 | 0.05 |
| | *8-sept.* | **7** | 89 | 1.77 | 0.58 | 0.07 |
| | *15-sept.* | 5 | 161 | 2.75 | 1.07 | 0.11 |
| | *2-oct.* | 3 | 41 | 1.92 | 0.27 | 0.08 |
| 2007 | *4-mars* | 2 | 124 | 2.25 | 0.82 | 0.09 |
| | *16-juin* | 3 | 111 | 2.08 | 0.73 | 0.08 |
| | *11-juil.* | 3 | 99 | 1.60 | 0.66 | 0.06 |
| | *9-août* | 1 | 42 | 1.96 | 0.28 | 0.08 |
| | *11-déc.* | 1 | 8 | 2.04 | 0.05 | 0.08 |
| 2008 | *29-mai* | **11** | 2579 | 6.73 | 17.02 | 0.27 |
| | *21-juil.* | 2 | 50 | 1.27 | 0.33 | 0.05 |
| | *23-juil.* | 1 | 3 | 1.02 | 0.02 | 0.04 |
| | *2-août* | 1 | 31 | 1.29 | 0.20 | 0.05 |
| | *13-août* | 3 | 73 | 2.65 | 0.48 | 0.11 |
| | *5-sept.* | 3 | 97 | 1.83 | 0.64 | 0.07 |
| | *7-sept.* | 2 | 105 | 1.94 | 0.69 | 0.08 |
| 2009 | *26-mai* | 2 | 58 | 3.06 | 0.38 | 0.12 |
| 2010 | *31-mai* | **9** | 713 | 4.96 | 4.71 | 0.20 |
| | *1-juil.* | 1 | 63 | 1.77 | 0.42 | 0.07 |
| | *3-juil.* | 2 | 75 | 1.23 | 0.50 | 0.05 |
| | *8-déc.* | 2 | 128 | 2.56 | 0.85 | 0.10 |
| 2011 | *20-juin* | 2 | 95 | 1.54 | 0.63 | 0.06 |
| | *10-juil.* | 3 | 30 | 1.13 | 0.20 | 0.05 |
| | *14-juil.* | 2 | 53 | 1.33 | 0.35 | 0.05 |
| | *18-juil.* | 3 | 97 | 1.94 | 0.64 | 0.08 |
| | *23-août* | 2 | 45 | 2.48 | 0.30 | 0.10 |
| | *6-nov.* | 1 | 56 | 3.40 | 0.37 | 0.14 |
| | *16-déc.* | 1 | 64 | 2.42 | 0.42 | 0.10 |
| 2012 | *5-janv.* | 1 | 12 | 1.06 | 0.08 | 0.04 |
| | *5-juin* | 1 | 68 | 1.46 | 0.45 | 0.06 |
| | *13-juin* | 3 | 56 | 1.65 | 0.37 | 0.07 |
| | *11-juil.* | 1 | 2 | 2.13 | 0.01 | 0.09 |
| | *11-oct.* | 1 | 80 | 2.02 | 0.53 | 0.08 |
| | *11-nov.* | 3 | 123 | 2.13 | 0.81 | 0.09 |
| **Total** | | | 6386 | 85 | 42% | 3% |

Tableau 5.5 – Flux intégrés sur une durée de l'évènement D pour chaque événement de l'échantillon d'évènements du Chapitre 4. Les flux sont également normalisés par le flux total calculé sur l'ensemble de la chronique et les durées par la durée totale.

### 5.5.2 Distribution spatiale du flux pour quelques évènements remarquables

Dans le chapitre 4, des évènements hydrologiques remarquables ont été analysés en détail, en particulier parce que des données spatiales sont disponibles. La distribution spatiale des masses de MES transitées pendant ces évènements a été calculée pour chacun de ces évènements, et ces distributions sont présentées sur la Figure 5.7 et la Figure 5.8.

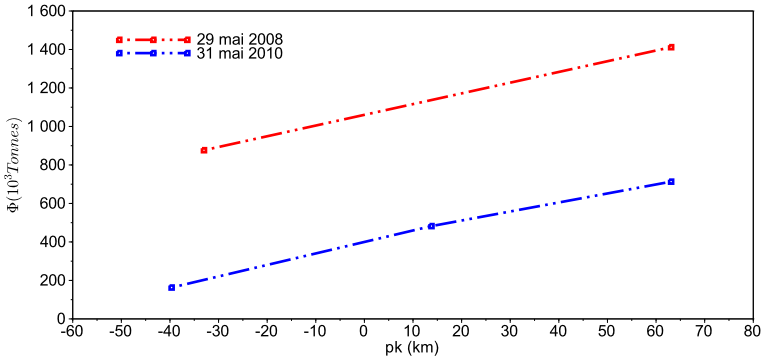



FIGURE 5.7 – Distribution spatiale des flux calculée pour les épisodes de crue de mai 2008 et mai 2010

Sur la Figure 5.7, la distribution spatiale des masses transitées pendant les évènements de crue de mai 2010 et mai 2008 est représentée. On remarque qu'outre les ordres de grandeur de ces masses transitées qui sont largement supérieurs à celles mesurées pendant les chasses de barrage, ces masses transitées augmentent de façon linéaire pour les deux épisodes de crue. Le bilan de masse positif pendant ces deux évènements masque en réalité des processus de dépôt et d'érosion très significatifs : on sait par exemple que des hauteurs de dépôt de plus d'un mètre ont été observées sur les bancs végétalisés après le passage de la crue de mai 2008. Le bilan de masse, montre que les processus dominants pendant ces événements restent néanmoins les apports intermédiaires et / ou l'érosion du lit de la rivière. En particulier, les dépôts importants observés restent négligeables par rapport à la quantité totale de la masse transitée pendant ces évènements. Ces analyses confirment les conclusions formulées au paragraphe précédent grâce aux diagrammes C-Q.

La Figure 5.8 présente les distributions spatiales des masses transitées pendant la crue de juillet 2011, la lave torrentielle de juillet 2010 et une lave torrentielle mesurée en juillet 2011. Cette figure montre d'une part que le flux de MES généré par la lave de juillet 2011 est conservé le long du domaine d'étude, et confirme ainsi le caractère très localisé de cet évènement. La Figure 5.8 montre également que le flux de MES généré par la crue de juillet 2011 croît d'abord, fortement sur l'Arc et dans une moindre mesure entre la confluence et I3, pour finalement décroître entre I3 et I1. Ces variations confirment que l'évènement de crue n'était pas généralisé à l'ensemble du bassin versant, mais provenait

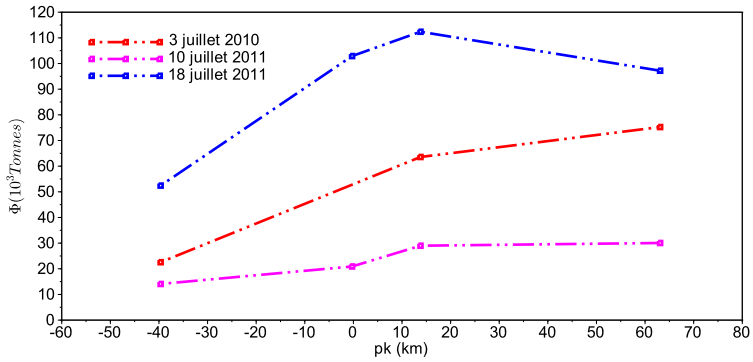



FIGURE 5.8 – Distribution spatiale des flux calculée pour les épisodes de crue de juillet 2011 et de lave torentielle de juillet 2010 et juillet 2011

bien majoritairement de l'Arc. Aussi, le débit transité sur l'Isère pendant cet évènement de crue a pu engendrer des dépôts sur les bancs végétalisés, qui apparaissent ici sous la forme d'une diminution du flux de 20 milliers de tonnes environ. Enfin, on remarque que le flux généré par l'évènement de lave torrentielle du 3 juillet 2010 croît de façon très significative le long du bief. Ainsi, cette lave torrentielle n'était pas localisée mais plutôt signe d'un évènement à l'échelle du bassin versant, dont les conséquences sont apparues de façon discontinue spatialement.

## 5.6 Conclusions

Dans ce chapitre, les dynamiques sédimentaires de dépôt et d'érosion ont été étudiées pour les épisodes de chasses de barrage de 2006 à 2012. Une carte spatiale des masses de MES transitées pendant ces évènements, et l'étude des variations locales de ces masses ont permis d'analyser la répartition et la dynamique des zones de dépôt et d'érosion résultantes de ces évènements de chasse de barrage. Une méthode d'estimation de l'incertitude générée par le calcul du flux total a été développée et appliquée aux chasses de barrage, permettant ainsi de critiquer ces distributions locales de dépôt et d'érosion. Ce travail montre que la répartition spatiale des zones de dépôt et d'érosion mesurée pendant les chasses de barrage ne dépend pas des masses transitées au cours de ces évènements, mais plutôt de cycles géomorphologiques accélérés par des évènements de crue exceptionnelle, comme celle de mai 2008. Par ailleurs, les masses transitées pendant les chasses de barrage ont été comparées aux masses transitées pendant les évènements hydrologiques échantillonnés au chapitre précédent. Cette analyse montre d'une part que la contribution des chasses de barrages est faible par rapport à celle de ces évènements hydrologiques (inférieure à 0.5 % du flux total sur la période complète considérée), et que l'ensemble de ces évènements hydrologiques représentent plus de 40% du flux transité total, pour une durée de seulement 3% de la durée totale de la chronique en I1.

Chapitre 6

# Mesure de paramètres sédimentaires

## Sommaire


**6.1 Introduction** . . . . . **134**
**6.2 Mesures granulométriques des MES** . . . . . **134**
6.2.1 Données disponibles et méthode de mesure . . . . . 134
6.2.2 Résultats de mesures granulométriques . . . . . 135
6.2.3 Sédiments de la retenue de Saint Martin La Porte . . . . . 135
6.2.4 Granulométrie des MES lors de la chasse de 2011 . . . . . 136
6.2.5 Granulométrie des MES lors de la chasse de 2012 . . . . . 138
**6.3 Mesures de la vitesse de chute des MES** . . . . . **141**
6.3.1 Motivation, bibliographie et choix de la méthode . . . . . 141
6.3.2 Protocole de mesure . . . . . 147
6.3.3 Résultats de mesure de la vitesse de chute . . . . . 151
**6.4 Analyse des zones de dépôt** . . . . . **160**
6.4.1 Choix des sites caractéristiques . . . . . 160
6.4.2 Mesures granulométriques . . . . . 166
**6.5 Conclusions** . . . . . **168**

## 6.1 Introduction

Il a été montré au chapitre 1 que les sédiments cohésifs présentent des comportements remarquables dus aux forces d'interactions inter particulaires, et que ce comportement peut être paramétré sous forme de lois. Les paramètres de ces lois dépendent de la nature des sédiments, et présentent en outre une grande dépendance au site de mesure. Dans ce chapitre, une analyse détaillée des MES est donc présentée. Des mesures granulométriques réalisées sur des échantillons prélevés pendant des évènements de chasses de barrages sont d'abord analysées. Une méthode pour mesurer la vitesse de chute des MES est ensuite choisie et présentée. Des résultats de mesures de cette vitesse de chute issues de trois campagnes de mesures (dont deux sur site) sont présentés. Dans la troisième partie de ce chapitre, une caractérisation du lit de la rivière est proposée : des descriptions qualitatives de certains sites sont présentées, et des mesures granulométriques des zones de dépôt de ces sites sont analysées.

## 6.2 Mesures granulométriques des MES

### 6.2.1 Données disponibles et méthode de mesure

Afin de comprendre la nature des MES dont les dynamiques globales de transfert ont été analysées dans les chapitres 4 et 5, des mesures granulométriques de plusieurs échantillons prélevés pendant les chasses de barrage de 2011 et 2012 ont été réalisées. Durant la chasse de 2011, un suivi spatial et temporel a été réalisé le long de la rivière : des prélèvements ont été réalisés sur les sites de mesure A5, A1 et I1 à plusieurs instants de l'évènement de chasse. En 2012, la campagne de mesure s'est recentrée sur un site en particulier (le site A5). Le suivi temporel y a été plus détaillé, et des prélèvements ont été réalisés en plusieurs positions de la surface de la section en travers, afin de disposer d'un suivi spatial et temporel détaillé au sein de cette section en travers. Enfin, en complément de ces mesures réalisées sur des prélèvements en rivière, une analyse granulométrique de sédiments prélevés au sein de la retenue de SMLP a été réalisée.

Tous les échantillons ont été analysés en laboratoire, parfois plusieurs semaines après avoir été prélevés sur site. Un granulomètre laser CILAS a été utilisé pour réaliser ces mesures granulométriques. Pour chacune de ces mesures, le même protocole a été suivi :

- l'échantillon est tout d'abord ré-homogénéisé pendant environ cinq minutes avec un agitateur magnétique ;
- un prélèvement est ensuite réalisé dans l'échantillon à l'aide d'une pipette, et le mélange prélevé est transférée dans la cuve du granulomètre laser, jusqu'à atteindre une obscuration de 15 (unité constructeur) ;
- des ultrasons sont ensuite appliqués à l'échantillon au sein de la cuve du granulomètre laser : d'abord pendant 90 secondes avant la mesure, puis pendant la mesure elle-même ;
- les résultats sont enfin enregistrés et le circuit fermé du granulomètre vidangé et rincé.

Du fait du caractère cohésif potentiel des sédiments prélevés, les sédiments se déposent et forment des agrégats au fond du flacon contenant l'échantillon entre le moment du prélèvement et l'analyse en laboratoire. C'est pourquoi il est nécessaire d'une part de ré-homogénéiser l'échantillon, mais également d'utiliser des ultra sons avant la mesure granulométrique pour disperser les macro particules formées de façon artificielle dans l'échantillon. La durée de 90 secondes a été choisie après plusieurs tests de répétabilité : il a été mis en évidence qu'au delà de cette durée d'ultrasons, la distribution granulométrique mesurée est invariante.

### 6.2.2 Résultats de mesures granulométriques

### 6.2.3 Sédiments de la retenue de Saint Martin La Porte

Une campagne de carottages a été réalisée en novembre 2012 au sein de la retenue de Saint Martin La Porte (SMLP). Des carottes de sédiments ont été prélevées en plusieurs endroits de la retenue. Parmi ces échantillons, deux échantillons ont été retenus en particulier : il s'agit de deux carottes réalisés une dizaine de mètres seulement en amont des vannes de barrage. Un des échantillons a été prélevé au sein d'un dépôt vaseux (échantillon désigné dans la suite par « Vase »), dans une zone de recirculation. Le second contient des particules plus grossières et a été prélevé au milieu du chenal principal (il sera désigné dans la suite par « Vase / Sable »).

| Echantillon | $D_{10}$ ($\mu m$ ) | $D_{30}$ ($\mu$m ) | $D_{50}$ ($\mu$m ) | $D_{70}$ ($\mu$m ) | $D_{90}$ ($\mu$m ) |
|---|---|---|---|---|---|
| Vase | 4.0 | 12 | 20 | 36 | 60 |
| Vase / Sable | 10 | 36 | 85 | 142 | 230 |

Tableau 6.1 – Classes granulométriques moyennes mesurées pour chacun des échantillons de SMLP

Le Tableau 6.1 rassemble les valeurs moyennes des différentes classes granulométriques volumiques mesurées pour chacun des échantillons. Pour l'échantillon vaseux, les valeurs présentées dans le Tableau 6.1 ont été moyennées sur 8 sous-échantillons. Pour l'échantillon sablo-vaseux, 6 sous-échantillons ont été utilisés.

L'échantillon vaseux est composé essentiellement de limons, dont plus de 70 % ont des propriétés cohésives (on fixera la limite entre sédiment cohésif et sédiments non-cohésif à 40 $\mu$m). L'échantillon sablo-vaseux est constitué à plus de 50 % de sables fins ou très fins, c'est-à-dire dont le diamètre est supérieur à 63 $\mu$m. Ces deux échantillons fournissent un bon exemple de l'hétérogénéité spatiale de la distribution granulométrique qu'il peut y avoir dans la retenue de SMLP, alors même que ces deux échantillons ont été prélevés à la même position longitudinale dans la retenue.

Cette hétérogénéité se traduit potentiellement sur plusieurs aspects de la dynamique hydo-sédimentaire : tout d'abord, l'érosion des sédiments au sein de la retenue ne se fera pas de la même manière. Le Hir (2011) [78] a montré que les paramètres de remise en

suspension dépendent du pourcentage de vase dans la couche de sédiments. Ainsi se pose la question du mélange résultant des MES mesurées en aval : quelle distribution granulométrique résulte de ces hétérogénéités ? Les mesures présentées dans les paragraphes suivants apportent des réponses à cette question.

### 6.2.4 Granulométrie des MES lors de la chasse de 2011

Des échantillons prélevés sur les sites A5, A1 et I1 pendant la chasse de 2011 ont été analysés en laboratoire. Le but de cette série de mesure est de comparer les évolutions temporelles et spatiales des distributions granulométriques pendant un épisode de chasse. Les Figure 6.1, Figure 6.2 et Figure 6.3 illustrent les évolutions temporelles de différentes classes granulométriques mesurées aux trois sites de mesure cités précédemment.

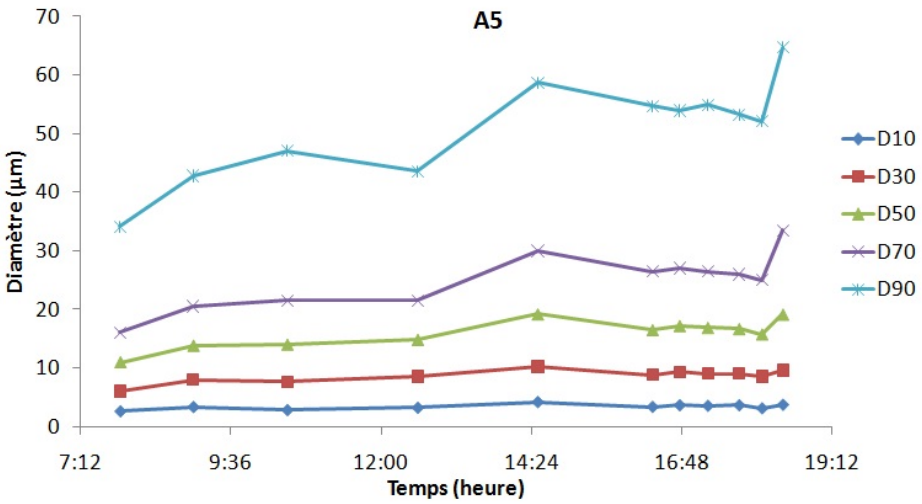



FIGURE 6.1 – Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A5 pendant la chasse de 2011

Les trois figures montrent que les fractions granulométriques les plus grossières sont soumises aux plus grandes variations temporelles. Les plus fines en revanche sont relativement constantes dans le temps au cours de l'évènement. Les diamètres mesurés sont comparables d'un site à l'autre, le diamètre le plus élevé mesuré pendant cette chasse étant mesuré sur le site A1 : sur ce site de mesure, le maximum des diamètres mesurés atteint $D_{90} = 76$ $\mu$m. Les diamètres mesurés en I1 sont inférieurs à ceux mesurés sur les autres sites. Le Tableau 6.2 rassemble les valeurs moyennes de diamètres par site de mesure, ainsi que la valeur moyenne globale sur l'ensemble des sites de mesure.

Ce tableau confirme que les valeurs mesurées au site A1 sont supérieures à celles des sites A5 et I1. Il montre également que les diamètres mesurés en I1 sont les plus faibles. Cette distribution spatiale des diamètres des particules peut s'expliquer au regard de la dynamique des dépôts et reprises du lit analysée dans le chapitre 5. En effet, le bilan de

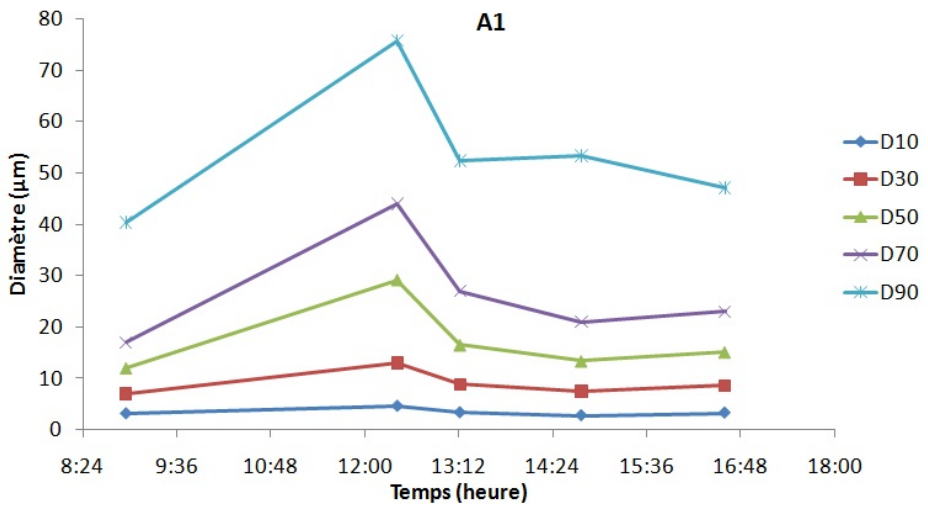



FIGURE 6.2 – Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A1 pendant la chasse de 2011

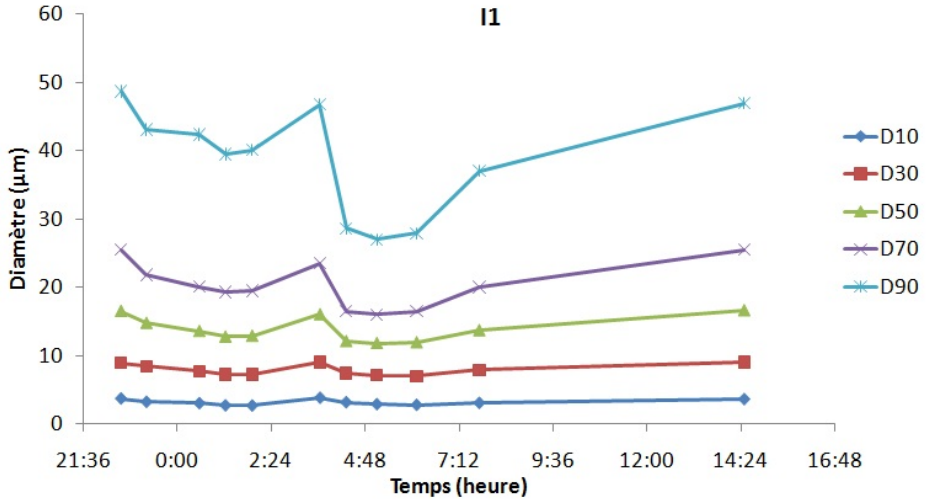



FIGURE 6.3 – Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en I1 pendant la chasse de 2011

masse augmente fortement sur le tronçon de rivière en amont du site A1 pendant cet épisode de chasse. La distribution granulométrique des MES est donc modifiée par cet apport des matériaux du lit, et cette analyse granulométrique montre que ces matériaux sont plus grossiers. En aval de ce site A1, le bilan de masse décroît fortement puis est conservé jusqu'en I1, sur environ 60 kilomètres. Cette diminution globale de la distribution granulométrique montre qu'un tri granulométrique se fait pendant la phase de dépôt et de transport, la chasse ne transmettant que les éléments granulométriques les plus fins en aval du domaine.

| Echantillon | $D_{10}$ ($\mu$m ) | $D_{30}$ ($\mu$m) | $D_{50}$ ($\mu$m ) | $D_{70}$ ($\mu$m ) | $D_{90}$ ($\mu$m ) |
|---|---|---|---|---|---|
| Moyenne A5 | 3.4 | 8.6 | 16 | 25 | 51 |
| Moyenne A1 | 3.4 | 9.0 | 17 | 26 | 54 |
| Moyenne I1 | 3.1 | 7.9 | 14 | 20 | 39 |
| Moyenne globale | 3.3 | 8.4 | 15 | 23 | 47 |

Tableau 6.2 – Classes granulométriques moyennes pour les sites A5, A1 et I1 pour la chasse de 2011

Par ailleurs, les valeurs moyennes mesurées sur l'ensemble des sites de mesure indiquent que les classes granulométriques des MES prélevées dans l'écoulement correspondent plus au prélèvement vaseux de SMLP qu'au prélèvement sablo-vaseux. Ce résultat indique que le sable est trié très rapidement des vases dans la mise en suspension, et que s'il est transporté le long de la rivière, c'est par un transport proche du fond. On peut donc considérer que le transport par suspension pendant un épisode de chasse concerne principalement les limons et les argiles, et que le sable est probablement charrié par l'écoulement.

### 6.2.5 Granulométrie des MES lors de la chasse de 2012

Pendant la chasse de 2012, les efforts de mesure se sont concentrés sur le site A5. Un suivi temporel plus fin a été réalisé, et des mesures le long de la section en travers ont été réalisées. Cinq points (noté A, B, C, D et E en partant de la rive gauche jusqu'à la rive droite) de mesures ont été définis le long de la section en travers, régulièrement espacés en prenant en compte la topographie et notamment les piles du pont. Des prélèvements de surface ont été réalisés toutes les heures pendant l'épisode de chasse. Parallèlement, un suivi temporel fin a été réalisé au point B. Il s'agit du second point en partant de la rive gauche, celui où la hauteur d'eau est la plus grande. En ce point, des prélèvements ont été réalisés toutes les 30 minutes au début et à la fin de la chasse, et toutes les 15 minutes pendant les deux principaux paliers de débit. La Figure 6.4 présente l'évolution temporelle de la granulométrie de ces échantillons prélevés au point de mesure B.

Les résultats rejoignent les conclusions tirées pour la chasse de 2011 : en absolu, les classes granulométriques les plus fines varient peu au cours de l'évènement. Seules les fractions les plus grossières présentent des variations significatives. En particulier, on remarque un maximum atteint à 14 heures. Ce pic de granulométrie n'est en revanche corrélé ni à un maximum de débit, ni à un maximum de concentration. Par comparaison avec la chasse de 2011 au même site de mesure, on peut noter des différences significatives, surtout pour les classes granulométriques les plus grossières. La Figure 6.1 montre que la valeur du paramètre $D_{90}$ est bornée entre 30 et 70 $\mu m$ en 2011, tandis qu'elle est comprise entre 50 et 90 $\mu m$ en 2012 (Figure 6.4).

En ce qui concerne la distribution granulométrique le long de la section en travers, la Figure 6.5 présente l'exemple de la distribution spatiale du diamètre médian mesuré en chaque point de prélèvement, moyenné sur la durée de l'évènement. L'écart relatif à la

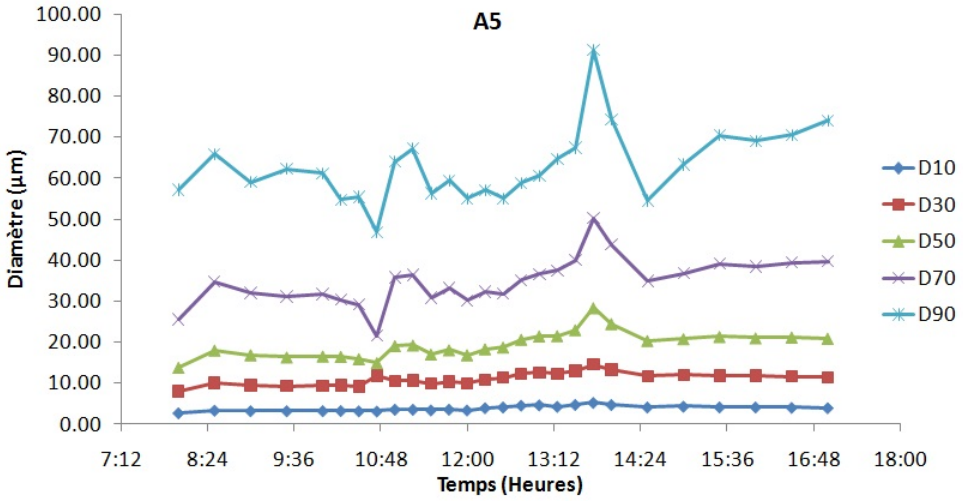



FIGURE 6.4 – Evolution temporelle de la distribution granulométrique mesurée en A5 pendant la chasse de 2012

moyenne est au maximum de 7%, et l'écart relatif maximum mesuré entre deux points de prélèvements est de 15%.

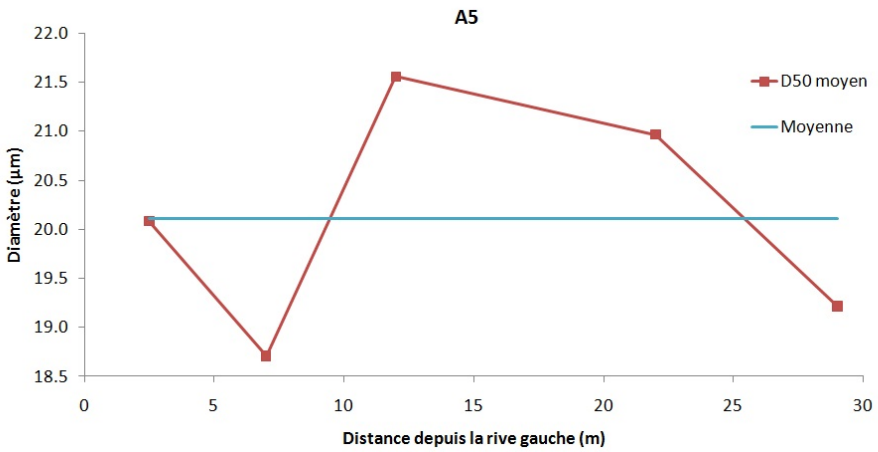



FIGURE 6.5 – Distribution transverse dans la section du diamètre médian mesurée en A5 pendant la chasse de 2012

Le Tableau 6.3 rassemble les valeurs moyennées sur la durée de l'évènement de chasse pour chacun des points de prélèvements, ainsi que la moyenne globale pour les cinq points de prélèvements. La moyenne des prélèvements indépendants réalisés au point de prélèvement B est également renseignée (notée Moyenne B'). La tendance observée sur la Figure 6.5 est la même que pour les autres classes granulométriques $D_{10}$ et $D_{90}$. De plus, la moyenne globale spatiale et temporelle est très proche de la valeur moyenne B'. Ce résultat montre qu'en moyenne sur la durée de l'évènement de chasse, la distribution

granulométrique mesurée au point de prélèvement B' est représentatif de la distribution granulométrique latérale de surface le long de la section en travers. Néanmoins, ce résultat masque d'importantes disparités temporelles.

| | $D_{10}$ ($\mu$m ) | $D_{50}$ ($\mu$m ) | $D_{90}$ ($\mu$m ) |
|---|---|---|---|
| Moyenne A | 3.9 | 20 | 61 |
| Moyenne B | 3.7 | 19 | 56 |
| Moyenne C | 4.2 | 22 | 67 |
| Moyenne D | 4.0 | 21 | 64 |
| Moyenne E | 3.9 | 19 | 57 |
| Moyenne globale | 4.0 | 20 | 61 |
| Moyenne B' | 3.9 | 19 | 62 |

Tableau 6.3 – Classes granulométriques moyennes pour le site A5, pour 5 points de prélèvements dans la section pendant la chasse de 2012

La Figure 6.6 montre l'évolution temporelle de l'écart type relatif calculé sur les cinq points de prélèvements de surface au cours de la chasse pour les trois fractions granulométriques $D_{10}$, $D_{50}$ et $D_{90}$, ainsi que l'évolution temporelle de la concentration moyenne mesurée en ces cinq points de prélèvement.

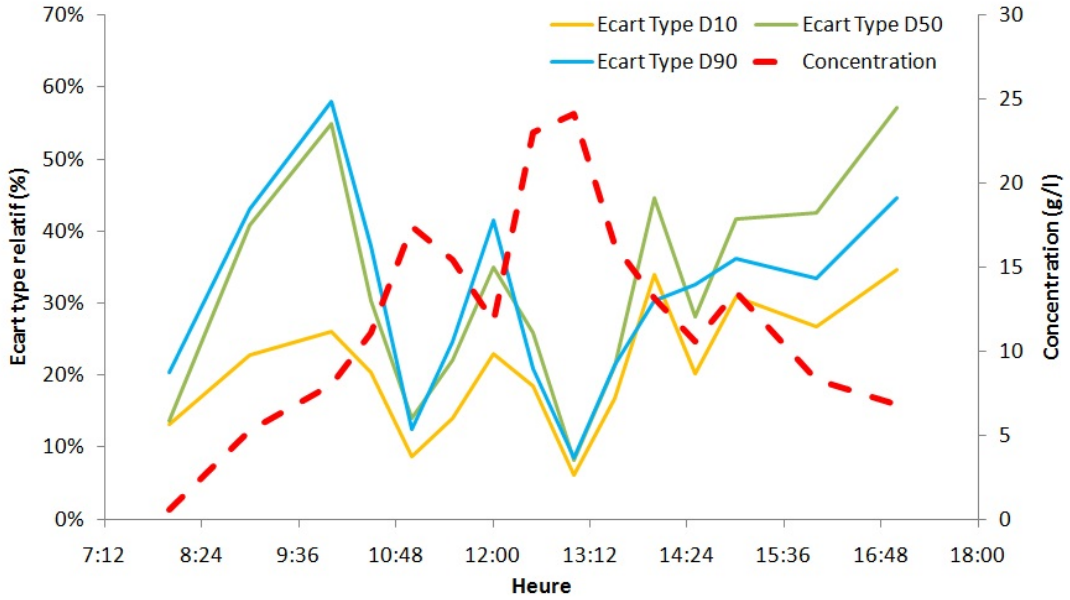



FIGURE 6.6 – Evolution temporelle des écarts types relatifs de la distribution granulométrique transverse mesurée en A5 pendant la chasse de 2012, et de la concentration moyenne mesurée

Si les valeurs d'écart type obtenues pour ces distributions sont peu significatives dans l'absolu car calculées sur seulement cinq valeurs spatiales, une tendance se dégage très clairement : cette valeur d'écart type diminue et converge pour les trois classes granulométriques à deux reprises au cours de l'évènement. Ces minima locaux, qui traduisent une homogénéité spatiale de la distribution granulométrique, sont parfaitement corrélés aux deux maxima locaux de concentration en MES. L'homogénéité spatiale de la distribution granulométrique dépend donc de la valeur moyenne de la concentration dans la section en travers : la distribution spatiale de la granulométrie est homogène pour les maxima locaux de concentrations, alors qu'elle est maximale pour les valeurs de concentrations les plus faibles.

## 6.3 Mesures de la vitesse de chute des MES

### 6.3.1 Motivation, bibliographie et choix de la méthode

Dans cette partie, nous abordons la question de la mesure de la vitesse de chute, paramètre essentiel dans la compréhension du flux de dépôt. Nous avons vu en outre l'importance de mesurer cette grandeur *in situ* (ou du moins quasi-*in situ*), du fait des propriétés très particulières des sédiments cohésifs. Cette partie commence donc par une synthèse bibliographique des méthodes existantes pour mesurer in situ la vitesse de chute des sédiments. A l'issue de cette synthèse, un choix sera présenté et justifié au regard de du contexte de la thèse.

Dans la première partie, la nécessité de mesurer in-situ la vitesse de chute des sédiments a été démontrée, pour les raisons suivantes :

- les sédiments cohésifs forment des flocs sous certaines conditions de concentration et de contrainte hydraulique ;
- ces flocs sont par ailleurs très fragiles et peuvent facilement se briser lors de manipulations brusques. De la même façon, remettre en suspension des sédiments décantés au fond du flacon ne sera pas représentatif de l'état de floculation réel ;
- la vitesse de chute est un paramètre dynamique, qui varie dans le temps et dans l'espace ;
- enfin les méthodes permettant de calculer la vitesse de chute en utilisant des mesures granulométriques en se basant sur la loi de Stokes ont montré leurs limites d'application.

Mantovanelli et Ridd (2006) [91] établissent une revue très complète de toutes les techniques de mesures de vitesse de chute in-situ utilisées jusqu'à la date de parution de cet article. Les paragraphes suivants reprennent et résument en grande partie cet article. Dans cette revue, les auteurs distinguent deux grandes méthodes de mesures : les mesures intrusives, qui consistent à prélever un échantillon d'eau chargée en sédiment pour en

analyser les propriétés, et les méthodes non intrusives, qui mesurent un paramètre sans interagir avec ce dernier.

#### 6.3.1.1 Mesures intrusives

La plupart des méthodes de mesures développées jusqu'à aujourd'hui sont des méthodes de mesures intrusives, se basant sur l'étude de la chute des sédiments d'un échantillon prélevé et analysé dans un fluide au repos. Mantovanelli et Ridd (2006) [91] distinguent deux familles de méthodes de mesures intrusives : les mesures directes, qui fournissent à l'utilisateur une mesure objective des paramètres physiques, et les mesures indirectes pour lesquelles les résultats sont nécessairement interprétés à l'aide d'une théorie et / ou nécessitent une calibration avant d'être accessibles à l'expérimentateur.

##### 6.3.1.1.1 Colonnes de décantation couplées à une méthode de mesure directe

Dans cette catégorie, on peut rassembler trois types d'appareils différents : les méthodes basées sur des prélèvements réguliers d'échantillons dans la colonne de décantation, celles basées sur un suivi vidéo des particules et enfin celles qui se basent sur une mesure de masse des sédiments ayant achevé leur chute.

La **première catégorie** d'appareils de mesure est donc connue sous le nom générique de tube d'Owen, en référence à son inventeur (Owen, 1976 [104]). Ces appareils sont des colonnes de décantation profilées que l'on peut plonger directement dans le sens de l'écoulement, avant de les remettre en position verticale pour étudier la décantation des particules. Les prélèvements sont généralement effectués par le fond du tube grâce à un robinet, à des instants préalablement définis (souvent espacés logarithmiquement) pour être ensuite analysés en laboratoire.

Cette méthode présente plusieurs inconvénients : le premier est l'effet hydrodynamique créé par le prélèvement à l'intérieur de la colonne. Ces prélèvements créent ainsi des mouvements turbulents d'aspiration au sein de la colonne de fluide qui peuvent fortement biaiser la mesure. De plus, ils varient d'un utilisateur à un autre et souvent d'un instant à l'autre par le même opérateur (temps de prélèvement variable, tube positionné dans une position non exactement verticale, mouvements brusques liés à l'ouverture du bouchon...). Un moyen de remédier à ces problèmes est d'utiliser une pipette plongée dans la colonne (principe de **la pipette d'Andreasen**). Cela diminue en effet fortement les mouvements convectifs lié à l'aspiration par le bas, même si ce mouvement est encore présent dans le cas de la pipette. Le prélèvement se fait sur un volume beaucoup plus contrôlé, et la colonne est moins mise à l'épreuve de la manipulation (simple pression des doigts sur une poire en caoutchouc).

A ces effets s'ajoutent des effets thermo-hydrauliques : souvent, le fluide prélevé est plus froid que l'atmosphère environnante. Ainsi, un gradient de température entre l'extérieur et l'intérieur du tube provoque des mouvements de convection au sein de la colonne, dont l'amplitude peut être supérieure ou égale à celle de la vitesse de chute. Enfin, les prélèvements demandent du travail de laboratoire pour déterminer la concentration de

prélèvement, ce qui ajoute une contrainte matérielle non-négligeable.

Ces appareils mesurent donc l'évolution de la concentration à une certaine altitude de la colonne. De ces mesures de concentrations au cours du temps, on peut déduire la vitesse de chute instantanée (équation 2.14), ou la vitesse qui correspond à des quantiles d'abattement de la concentration. Ainsi, on peut avoir une mesure du flux de chute instantané, obtenu par multiplication de la concentration et de la vitesse de chute instantanée (équation 2.7).

La **seconde catégorie** d'appareils concerne ceux utilisant une méthode vidéo pour déterminer le temps qu'il faut à une particule pour parcourir une certaine distance relative au champ de la caméra utilisée. Un exemple de ce genre d'appareil est l'INSSEV, développé par M. J. Fenessy de l'université de Plymouth (Fennessy et al. , 1994 [38]), et utilisé par exemple par Dyer et Manning (1999) [34]. Par comparaison avec la première méthode, celle-ci est non-intrusive : filmer les particules ne génère aucun effet secondaire sur le mouvement du fluide au sein de la colonne. De plus, elle donne des renseignements sur la taille et la forme des particules, ce qui permet de relier leur taille à leur vitesse de chute, et d'en déduire ainsi leur masse volumique (en supposant l'existence d'une loi valide reliant ces paramètres).

Cependant, cette technique demande un post-traitement extrêmement lourd : l'analyse d'image, qui doit être automatisée, se heurte à des problèmes pour suivre les particules : le phénomène de floculation durant la chute rend difficile l'identification d'une particule, et l'angle de vue sous lequel l'image est prise peut également induire en erreur. Ces problèmes de post-traitement dépendent enfin de la luminosité et de la concentration, et l'erreur qu'ils produisent n'est pas quantifiée.

La **troisième et dernière catégorie** de méthodes consiste à mesurer la masse de sédiments tombée au fond de la colonne : une balance (tarée avant chaque mesure) donne l'évolution de la masse de sédiments accumulés au fur et à mesure de la décantation sur une coupelle située au fond de la colonne. Cette technique ne permet que de mesurer le flux de chute massique instantané. Par contre, aucune interprétation théorique n'est nécessaire pour bénéficier des mesures, et le post traitement est relativement simple. De plus elle est facilement thermo-isolable. Cette technique ne fournira cependant aucune information concernant les paramètres physico-géométriques des flocs, ni même concernant l'évolution de la concentration au sein de la colonne. Les auteurs de la revue proposent en 2008 un appareil, le SEDVEL, basé sur ce principe entièrement automatisé (Mantovanelli et Ridd, 2008 [92]). Cependant, sa fiabilité n'est pas garantie pour des concentrations supérieures à 500 mg/L.

**6.3.1.1.2 Colonnes couplées à une méthode de mesure indirecte** Dans cette catégorie, Mantovanelli et Ridd (2006) [91] regroupent les méthodes optiques et les méthodes de mesure par diffraction.

La première méthode consiste à mesurer à l'aide de turbidimètres l'atténuation lumineuse provoquée par la concentration des sédiments. De part et d'autre de la colonne, un émetteur lumineux et un récepteur permettent de dresser un profil de concentrations. L'avantage de cette méthode est la large gamme de concentrations mesurables : de 0.1 jusqu'à 200 g/l. Cependant, cette méthode présente de nombreux inconvénients. Tout d'abord la nécessité d'effectuer une calibration de la mesure optique, parfois dynamique, peut s'avérer fastidieux. De plus, de nombreux paramètres peuvent modifier le signal : température de l'eau, salinité, porosité des flocs, état de floculation, dimension fractale, contenu organique. Ces facteurs doivent être pris en compte pour corriger les valeurs de concentration, ce qui ajoute un biais non-négligeable.

La seconde méthode utilise les théories de la diffraction (Mie ou Fraunhofer) pour obtenir des informations sur les caractéristiques physiques des flocs ainsi que sur leur vitesse de chute. Par exemple une version de l'appareil de mesure LISST développé par Sequoia Scientifc effectue des prélèvements dans la rivière, qui sont acheminés vers une colonne de décantation traversée de part et d'autre par un rayon laser, dont on récupérera la figure de diffraction. L'avantage de ces appareils est de pouvoir relier les paramètres physiques des flocs à leur vitesse de chute, et de pouvoir ainsi dégager des propriétés propres à un site d'étude. Cependant, ces appareils sont basées sur des théories de particules sphériques, ce qui peut donc biaiser de façon non négligeable la mesure. De plus la plupart de ces appareils sont très coûteux, et la fourchette de concentrations pour lesquelles ils sont valides est très faible (entre 200 et 500 mg/l pour le LISST).

#### 6.3.1.2 Mesures non-intrusives en milieux turbulent

Au regard de l'importance que peut avoir le phénomène de turbulence sur la vitesse de chute, certains auteurs ont essayé de mesurer la vitesse de chute de façon non-intrusive. Deux types de techniques sont utilisées et / ou en développement : les méthodes holographiques et les méthodes acoustiques. Concernant la méthode holographique, les appareils existants proposent de plonger un capteur et un récepteur séparés par une très faible distance dans l'écoulement pour mesurer directement les caractéristiques physiques des flocs.

Les méthodes acoustiques, comme l'ADV par exemple, étudient la propagation des ultrasons en milieu fluide pour déterminer des concentrations. En mesurant les fluctuations verticales de la vitesse et de la concentration, on peut en déduire une vitesse de chute au moyen du coefficient de diffusion turbulent vertical. Cependant, cette méthode marche pour une gamme très précise de granulométrie car elle nécessite pour chacune de ces gammes une calibration complexe. Elle ne peut donc pas être satisfaisante dans le cas de mélanges vases / sables.

#### 6.3.1.3 Choix d'un appareil de mesure compte tenu des contraintes imposées par le site d'étude

Au regard de la revue des méthodes existantes pour mesurer in-situ la vitesse de chute, on présente quelles méthodes sont applicable à notre site d'étude compte tenu de nos objectifs.

**6.3.1.3.1 Contraintes hydrauliques et sédimentaires sur l'Arc en Maurienne et l'Isère** Tout d'abord l'Arc en Maurienne présente des écoulements turbulents et torrentiels. Les évènements hydro sédimentaires tels que les chasses de barrages, les laves torrentielles ou les crues présentent des concentrations élevées ($> 10$g/l). De plus les chasses de barrage provoquent un transport par charriage très important, qui expose les appareils les plus fragiles à des dégâts matériels importants. Enfin, la granulométrie des sédiments transportés durant ce genre d'événement est étendue, car constituée d'un mélange de sables fins et d'une large gamme de limons.

Sur l'Isère, nous retrouvons les mêmes contraintes, à la différence que la pente est plus faible et qu'il devient plus facile de trouver un endroit protégé permettant l'utilisation de matériel fragile. Dans le cadre de la thèse, l'intérêt de faire cette mesure est principalement évènementiel, mais il serait également intéressant de disposer de chroniques continues de mesures, afin d'analyser plus finement la dynamique de dépôt entre les évènements majeurs. Cet objectif est un des objectifs du projet ANR SCAF mené actuellement au LTHE.

**6.3.1.3.2 Choix envisageables, choix envisagé** Ces contraintes sont évidemment très fortes lorsque l'on sait que la plupart des appareils de mesure in-situ existants ont été conçus pour des milieux estuariens, où l'intensité de l'écoulement et les valeurs de concentrations sont bien plus faibles. Dans ces conditions, restent envisageables :

- Les trois méthodes intrusives directes
- La méthode optique intrusive indirecte

Fondamentalement, les mesures par tube d'Owen (ou pipette d'Andreasen) et les mesures par méthodes optiques cherchent toutes les deux à obtenir des profils de concentration pour en déduire la vitesse de chute. La méthode vidéo donne directement une valeur de vitesse de chute instantanée en suivant une particule. Enfin la dernière méthode envisageable se base sur l'évolution de la masse déposée au fond de la colonne. Une seconde classification est possible : les méthodes de mesures vidéo et optique fournissent des renseignements sur les caractéristiques physiques de flocs, tandis que les deux autres méthodes ne renseignent que les valeurs de vitesse de chute. Ainsi se pose ici la question du degré d'investigation que l'on souhaite avoir du phénomène de dépôt. Si l'on souhaite seulement avoir des informations sur la vitesse de chute, ce qui s'inscrit plus dans la logique globale de la thèse, alors il apparait préférable de s'affranchir du post traitement coûteux et incertain associé à la méthode vidéo.

Se posent enfin des questions d'utilisation et de logistique, que l'on peut résumer selon les trois points suivants :

- la méthode optique est coûteuse en terme de manipulation et de consommation d'énergie sur le terrain. De plus, elle suppose d'effectuer une calibration qui est fonction de plusieurs paramètres physico-chimiques. Pour ces raisons, elle sera donc écartée.

- La méthode d'estimation de la masse décantée est la méthode la plus simple et la plus directe qui estime une grandeur facilement interprétable. De plus, contrairement aux méthodes de prélèvements en colonne, elle est non-intrusive au sein de la colonne et facilement thermo-isolable. Un appareil tel que celui proposé par Mantovanelli et Ridd (2008) [92] permet de faire des mesures automatisées et ainsi de bénéficier de chroniques temporelles, permettant ainsi d'avoir plus de recul sur l'effet des conditions hydrauliques et sédimentaire sur ce paramètre. Malheureusement, ce type d'appareil n'a été conçu que pour des faibles concentrations, et il nécessite une source d'énergie sur le terrain. De plus, une balance de ce niveau de précision est très fragile et difficilement transportable.

- L'avantage de prélèvements dans une colonne de type tube d'Owen ou pipette d'Andreasen est la simplicité logistique de l'appareil : facilement transportable et relativement peu fragile, il permet une utilisation sans trop de contrainte et ne nécessite aucune source d'énergie. Et si les prélèvements doivent être analysés en laboratoire, les mesures ne nécessitent pas de calibration préalable.

Cette dernière méthode a donc été choisie pour réaliser l'ensemble des mesures de vitesse de chute. Deux pipettes d'Andreasen ont été acquises pour cela. Une telle pipette est constituée de deux parties : une colonne de décantation et une pipette, placée sur la colonne de décantation. La pipette permet de réaliser des prélèvements de 10 ml au sein de la colonne de décantation à environ 1 cm du fond. Un système de restitution de l'échantillon prélevé permet de récupérer le prélèvement sans retirer la pipette de la colonne de décantation. Le long de la colonne, une graduation permet de régler très précisément la hauteur d'eau au dessus du niveau de prélèvement. Au maximum, cette hauteur d'eau peut être de 20 cm, sachant qu'un prélèvement de 10 ml abaisse le niveau d'eau de 2 mm environ. Afin de mesurer la vitesse de chute des MES, un protocole de mesure a été établi et est détaillé dans les paragraphes suivants.

### 6.3.2 Protocole de mesure

#### 6.3.2.1 Protocole de laboratoire

Un protocole de mesure a été élaboré et testé sur des échantillons de sédiments en laboratoire. Le protocole de mesure comporte plusieurs étapes :

- la première étape consiste à remettre en suspension des sédiments. Des sédiments sont donc extraits de l'échantillon, puis ils sont mélangés pendant au moins cinq minutes avec un agitateur magnétique. Ensuite, l'échantillon ainsi reconstitué est plongé dans un bain à ultrason et agité manuellement pendant encore cinq minutes, afin d'écarter la présence de flocs artificiels.
- Le seconde étape consiste à introduire le mélange rapidement dans la colonne de décantation à l'aide d'un entonnoir jusqu'à atteindre le niveau gradué maximal possible dans la colonne. La colonne est ensuite agitée manuellement une dernière fois avant d'être placée verticalement. La pipette y est alors introduite. L'extrémité de la pipette est alors située à une hauteur $H = 20cm$ en dessous de la surface liquide, et les prélèvements peuvent commencer.
- La troisième et dernière étape consiste à effectuer des prélèvements toutes les 60 secondes au sein de la colonne de décantation, pendant une durée fixée à 20 minutes. Les valeurs de concentration en MES des différents prélèvements sont ensuite mesurées, et l'évolution temporelle de la concentration en MES au niveau du point de prélèvement dans la colonne est ensuite étudiée.

La Figure 6.7 montre un exemple de ces variations temporelles de concentrations pour trois échantillons reconstitués à partir de l'échantillon vaseux prélevé dans la retenue de SMLP.

Les trois exemples présentés en Figure 6.7 concernent trois échantillons reconstitués de trois concentrations différentes : 2.74, 21.16 et 56.9 g/l. Pour chacune de ces courbes, la concentration a été normalisée par la valeur maximale. Ces trois exemples illustrent trois régimes de chutes en granulométrie non-uniforme. En rouge, pour la plus faible concentration, c'est le régime de chute libre. Les particules chutent sans interagir de manière significative les unes avec les autres, et la concentration décroit de façon régulière. En vert, pour une concentration intermédiaire, la décroissance de la concentration s'accélère au cours de l'expérience : c'est le régime d'entrainement, ou de floculation. A bout d'un certain temps, les particules interagissent pour former des particules d'ordre supérieur et s'entrainer mutuellement dans leur chute. En bleu enfin, pour une concentration élevée, la concentration décroit très brusquement, après une durée relativement longue (ici plus de 400 secondes). Ce type d'évolution montre le passage d'un front de sédiment, formé dans le cas d'un régime entravé : les particules se gênent mutuellement, dans leur chute, ralentissant et uniformisant la chute globale de l'échantillon.

Les lignes pointillées rouges représentent des valeurs de pourcentage de la valeur de concentration maximale mesurée pendant la chute : 70, 50 et 30 % de la valeur maximale. Ces valeurs correspondent donc respectivement à un abattement de la concentra-

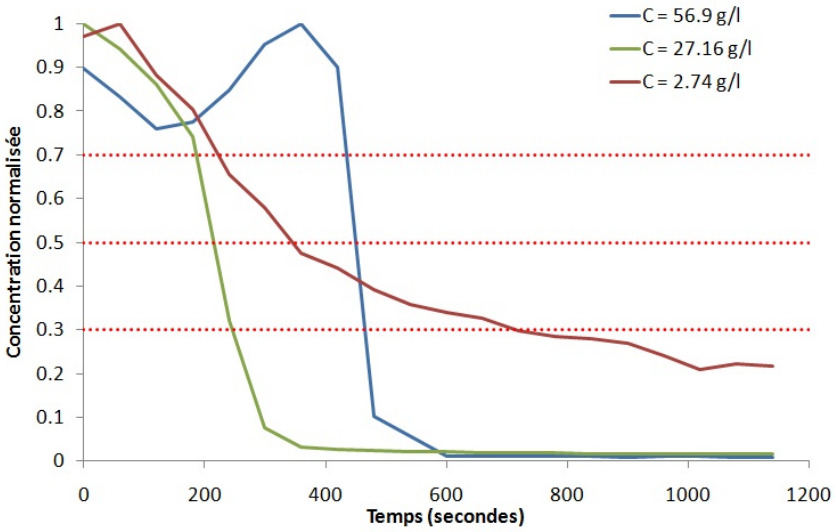



FIGURE 6.7 – Evolution temporelle des concentrations mesurée dans la pipette pour différentes concentrations : exemple des vases de SMLP

tion maximale de 30, 50 et 70 %. Les courbes d'évolutions de la concentration normalisée croisent ces courbes d'égal abattement en des temps caractéristiques. Par exemple, la courbe rouge d'évolution de la concentration normalisée pour C=2.74 g/l croise la courbe $C/Cmax = 70\%$ en $t_{70} = 225s$. On peut donc en déduire une valeur de vitesse de chute correspondant à ce niveau d'abattement égale à $W_{70} = H(t_{70})/t_{70} = 0.86mm/s$ où $H(t_{70}) = 200 - 2 \times N(t_{70})$ (mm) et $N(t_{70})$ le nombre de prélèvements déjà effectués à l'instant $t_{70}$. On définit de la même façon les vitesse de chute associées $W_{50}$ et $W_{30}$. Les valeurs de ces trois paramètres calculées pour les trois exemples de la Figure 6.7 sont présentées dans le Tableau 6.4.

| Concentration (g/l) | $W_{30}$ (mm/s) | $W_{50}$ (mm/s) | $W_{70}$ (mm/s) |
|---|---|---|---|
| 2.74 | 0.27 | 0.57 | 0.86 |
| 21.16 | 0.81 | 0.93 | 1.07 |
| 56.9 | 0.43 | 0.44 | 0.46 |

Tableau 6.4 – Valeurs de vitesses de chute pour les trois exemples de la Figure 6.7.

Ces résultats montrent que ces valeurs de vitesse de chute permettent de rendre compte des principaux processus mis en oeuvre dans la chute des MES. En effet, les vitesses de chute des régimes de chute libre et de régime entravé sont plus faibles que celles mesurées pour le régime de floculation. De plus, la différence entre les classes de vitesses de chute pour un même échantillon diminue avec la concentration, ce qui permet de rendre compte de l'homogénéisation de la chute d'ensemble avec l'augmentation de la concentration.

La fréquence d'échantillonnage utilisée dans cet exemple, que l'on notera ici P1, a l'avantage d'apporter une certaine précision dans la mesure de l'évolution de la concentration pendant les 20 minutes de décantation. Néanmoins, pour une vingtaine de prélèvement le travail de traitement des échantillons est très lourd. Ainsi, un autre échantillonnage, noté P2, a été testé : à l'instant initial, puis à 30 secondes, 1 minute, 2 minutes 30 secondes, 5 minutes, 10 minutes et 20 minutes. La comparaison des deux protocoles est illustrée en Figure 6.8. Cet échantillonnage est construit sur le principe d'une dynamique de chute plus forte dans les premiers instants de la décantation, qui diminue progressivement.

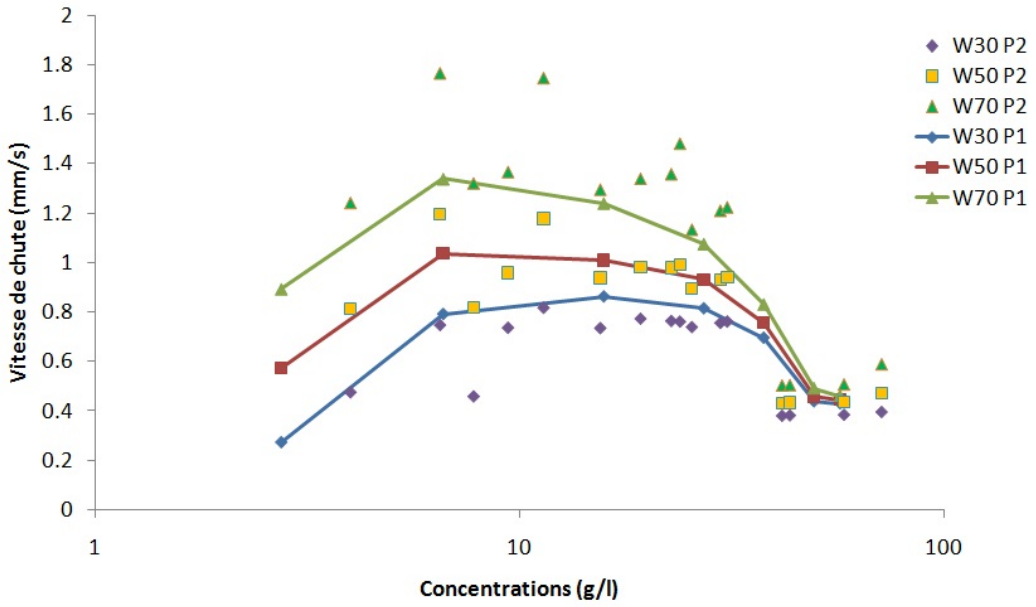



FIGURE 6.8 – Vitesses de chute en fonction de la concentration pour les vases de SMLP. Influence du protocole de mesure : prélèvements réguliers (P1) ou de plus en plus espacés (P2)

La Figure 6.8 montre une bonne correspondance entre les protocoles P1 et P2, en particulier pour des concentrations supérieures à 10 g/l. On remarque également que la vitesse de chute $W_{70}$ est plus élevée dans le cas de l'échantillonnage P2. En effet, le second prélèvement a lieu dans ce cas là 30 secondes après le prélèvement initial, ce qui permet de capter des dynamiques de chutes plus rapides, au début de la décantation. Les vitesses $W_{50}$ et $W_{30}$ ne sont que très peu impactées par ce changement de protocole.

Enfin, les vitesses de Stokes (équation 2.11) sont systématiquement calculées à partir des diamètres des classes correspondantes. Ainsi, $W_{70}$ est comparée à la vitesse de Stokes correspondante $W_{D70}$ et il en sera de même pour $W_{50}$ et $W_{30}$. La comparaison de ces grandeurs permet en effet de caractériser le comportement de décantation d'une distribution granulométrique de particules « à l'état naturel » d'une distribution granulométrique de particules primaires.

#### 6.3.2.2 Protocole de terrain

Pendant la chasse de barrage de 2011, des mesures de vitesse de chute ont été réalisées en trois sites différents : sur le site A5, le site A1 et le site I1. Pendant la chasse de 2012, des mesures ont été réalisées seulement en A5, avec un suivi temporel plus détaillé pendant l'épisode de chasse.

FIGURE 6.9 – Laboratoire de terrain et prélèvement au seau pendant la chasse de barrage de 2011, sur le site A5

Pour cela, les échantillons ont été prélevés à plusieurs instants pendant la chasse de barrage. L'échantillon a été amené jusqu'à la pipette d'Andreasen, installée sur un laboratoire de terrain (illustré en Figure 6.9, et séparé en deux échantillons : le premier destiné à l'expérience de décantation et donc transvasé dans la pipette, et le second destiné à une mesure de concentration et une mesure granulométrique. Les expériences de décantation ont été réalisées selon l'échantillonnage P2, et dans ce cas les échantillons prélevés ont été agités manuellement avant d'être versés dans la colonne de décantation, sans passer par l'étape de sonification et pour être ainsi représentatifs des sédiments de l'écoulement.

### 6.3.3 Résultats de mesure de la vitesse de chute

#### 6.3.3.1 Sédiments de la retenue de Saint Martin La Porte

Des mesures de vitesse de chute ont été réalisées pour les deux échantillons prélevés dans la retenue de SMLP présentés dans les paragraphes précédents. La Figure 6.10 présente en fonction de la concentration, les résultats de vitesse de chute mesurés avec un échantillonnage P1, ainsi que les vitesses de Stokes associées.

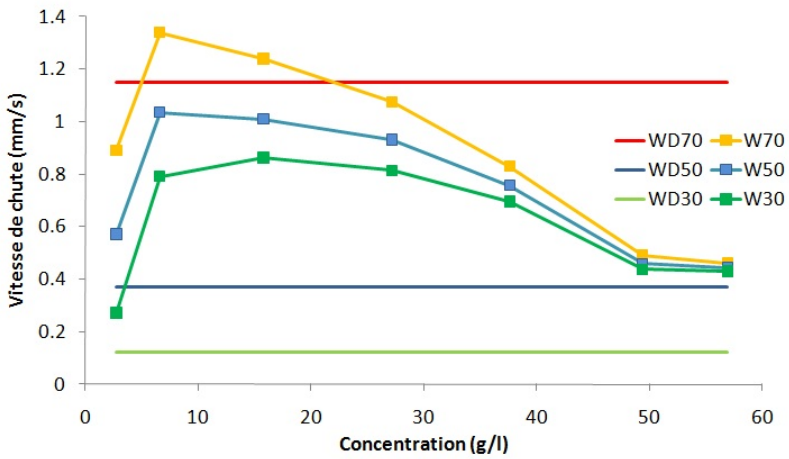



FIGURE 6.10 – Vitesses de chute $W_s$ en fonction de la concentration pour l'échantillon vase de SMLP (plus de 90% de sédiments dont le diamètre est inférieur à 63.5 $\mu$m). Comparaison avec les vitesses de Stokes $W_D$

La Figure 6.10 montre que les vitesses de chute mesurées avec la pipette évoluent avec la concentration de la façon suivante : pour les concentrations inférieures à 10 g/l, les vitesses de chute augmentent rapidement avec la concentration pour atteindre un maximum de floculation, pour une concentration légèrement inférieure à 10 g/l. Dans cette gamme de concentration, les vitesses de chutes $W_{70}$, $W_{50}$ et $W_{30}$ sont très différentes. Une augmentation de la concentration fait progressivement décroitre les valeurs de vitesse de chute mesurées et les trois vitesses $W_{70}$, $W_{50}$ et $W_{30}$ convergent vers une même valeur. Ce comportement indique un régime entravé. Par comparaison avec les vitesses de Stokes de l'échantillon, les vitesses de chute mesurées présentent le comportement suivant : les vitesses $W_{50}$ et $W_{30}$ sont toujours supérieures à leurs vitesses de Stokes correspondantes $W_{D50}$ et $W_{D30}$. Par contre, la vitesse de chute $W_{D70}$ est supérieure à celle mesurée $W_{70}$, sauf au pic de floculation.

La Figure 6.11 montre un comportement différent pour l'échantillon sablo-vaseux (78 % de sables). En effet, les vitesses de chute mesurées ne dépendent cette fois ci plus de la concentration de l'échantillon : aucune tendance n'apparait clairement, et l'écart entre les vitesse de chute mesurées $W_{70}$, $W_{50}$ et $W_{30}$ reste constant. Il n'y a donc pas de dynamique de floculation pour cet échantillon sablo-vaseux. De plus, les vitesses de Stokes sont plus

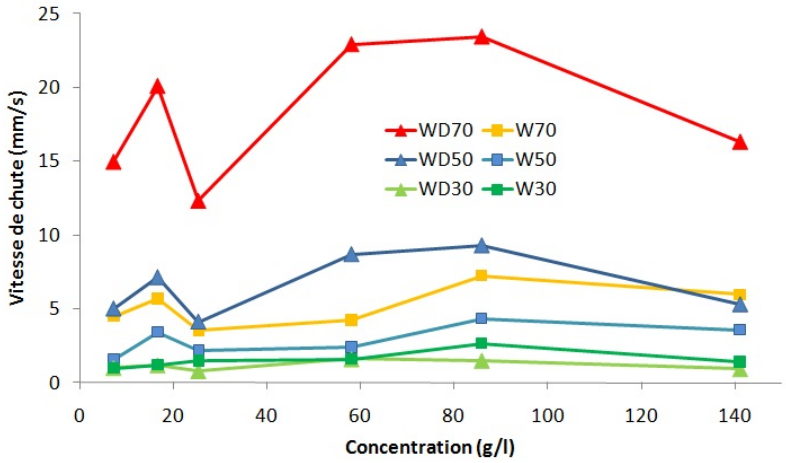



FIGURE 6.11 – Vitesses de chute $W_s$ en fonction de la concentration pour l'échantillon Vase / Sable de SMLP (moins de 50% de sédiments dont le diamètre est inférieur à 63.5 $\mu$m). Comparaison avec les vitesses de Stokes $W_D$

grandes en proportion pour cet échantillon : la vitesse de Stokes $W_{D70}$ atteint des valeurs supérieurs à 20 mm/s, alors que la vitesse $W_{70}$ ne dépasse pas 6 mm/s. Le même écart est mesuré pour les vitesses $W_{D50}$ et $W_{50}$, tandis que les vitesses $W_{D30}$ et $W_{30}$ sont du même ordre de grandeur.

| Vitesse de chute (mm/s) | Vase | Vase / Sable |
|---|---|---|
| Moyenne $W_{30}$ | 0.61 | 1.56 |
| Moyenne $W_{D30}$ | 0.12 | 1.17 |
| Moyenne $W_{50}$ | 0.74 | 2.92 |
| Moyenne $W_{D50}$ | 0.37 | 6.59 |
| Moyenne$W_{70}$ | 0.90 | 5.20 |
| Moyenne $W_{D70}$ | 1.14 | 18.35 |

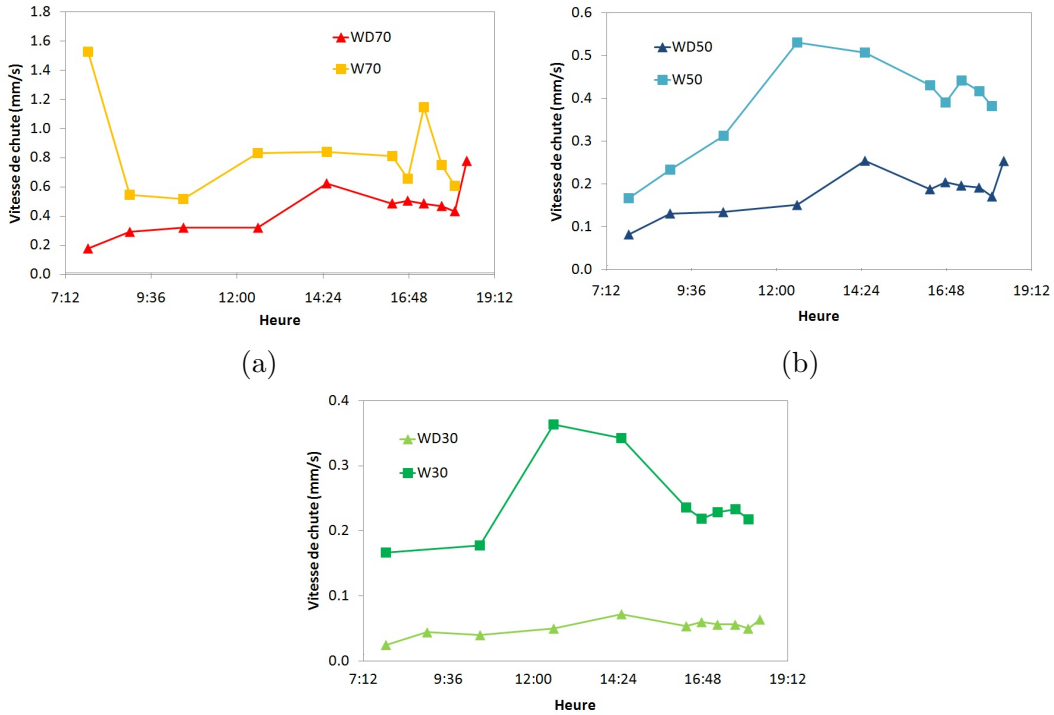
Tableau 6.5 – Valeurs de vitesses de chute moyennes mesurées en laboratoire pour l'échantillon de vase et l'échantillon de vase / sable

Ces tendances sont confirmées par les valeurs moyennes de chacun des échantillons, rassemblées dans le Tableau 6.5. On retiendra principalement que :

- les vitesses de chutes mesurées et calculées pour l'échantillon vase / sable sont plus élevées que l'échantillon de vase de SMLP ;
- alors que la vitesse de chute mesurée dépend fortement de la concentration pour l'échantillon de vase de SMLP, aucune relation n'est identifiée pour l'échantillon vase / sable, et ce même pour des concentrations très élevées ;
- dans les deux cas, on a $W_{30} > W_{D30}$ et $W_{70} < W_{D70}$, mais $W_{50} > W_{D50}$ uniquement pour l'échantillon de vase.

#### 6.3.3.2 Mesures de vitesses de chute réalisées pendant la chasse de 2011

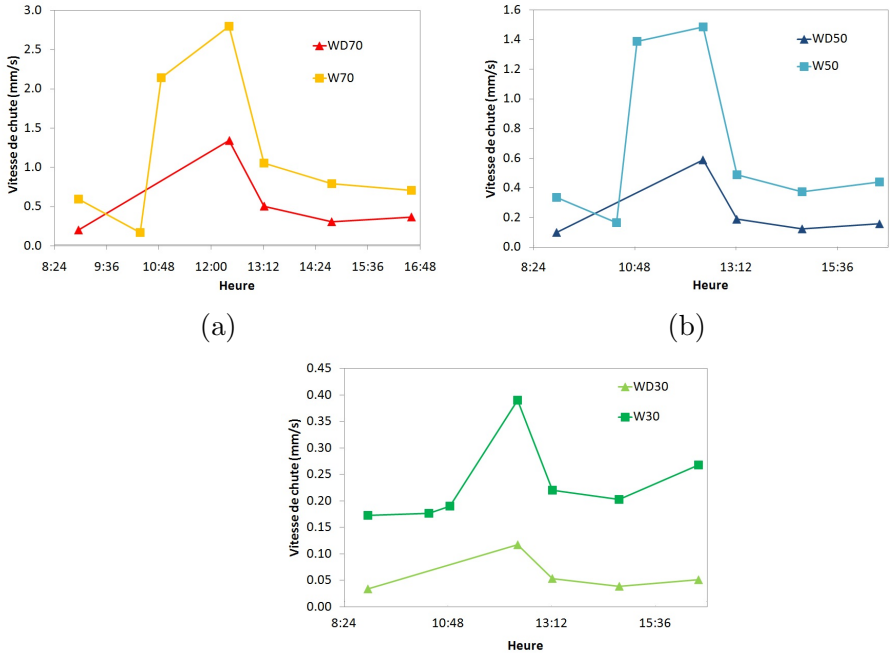
Pendant la chasse de 2011, des mesures de vitesse de chute ont été réalisées sur les sites A5, A1 et I1. Les Figure 6.12, Figure 6.13 et Figure 6.14 illustrent les évolutions temporelles de ces vitesses de chute mesurées, ainsi que les vitesses de Stokes des classes granulométriques associées.




(a) (b) (c)

FIGURE 6.12 – Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure A5. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s).

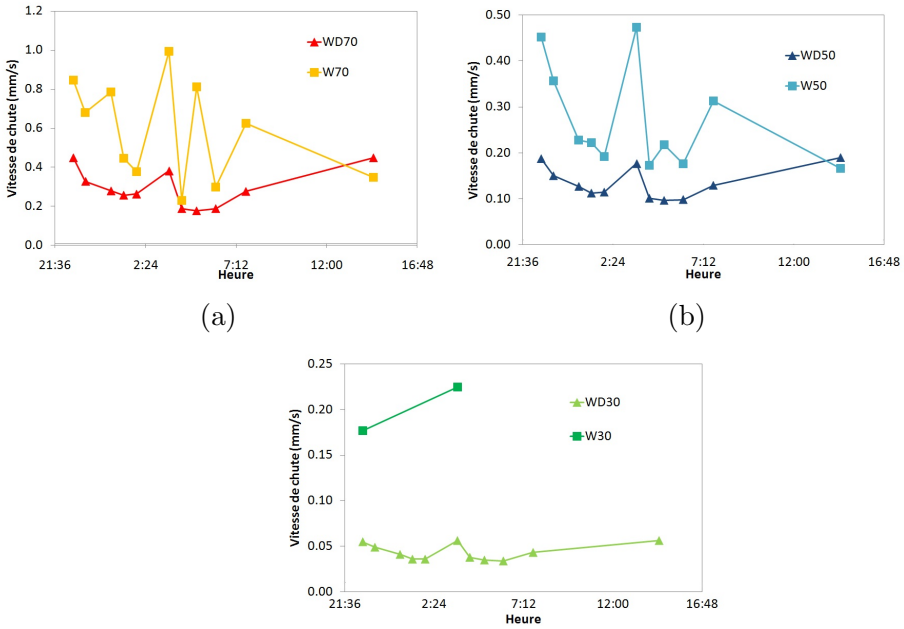
Ces trois figures montrent que les vitesses de chute mesurées présentent des variations significatives au cours de l'évènement de chasse de barrage, en particulier sur le site A1. Ces variations sont corrélées dans une faible mesure aux variations des vitesses de Stokes, et donc à la granulométrie. Dans tous les cas, la vitesse de Stokes $W_{D30}$ est très inférieure à l'ensemble des valeurs de vitesse de chute mesurées ou calculées, et dans tous les cas la vitesse de Stokes d'une classe donnée est inférieure la valeur mesurée correspondante. Par exemple, les vitesses de Stokes $W_{D70}$ sont toujours inférieures à $W_{70}$, et sont du même ordre de grandeur que $W_{50}$. Les mesures de vitesse de chute ont été réalisées pour une gamme de concentrations comprise entre 0.1 et 6 g/l. Les concentrations mesurées pendant la chasse de 2011 sont en effet particulièrement faibles par rapport aux autres chasses étudiées dans les chapitres précédents, et le pic de concentration a été manqué dans l'échantillonnage destiné aux mesures de vitesse de chute.




(a) (b)

(c)

FIGURE 6.13 – Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure A1. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s).




(a) (b)

(c)

FIGURE 6.14 – Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2011, au site de mesure I1. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s).

La Figure 6.15 illustre les vitesses de chute mesurées en fonction de la concentration de l'échantillon. Cette figure indique qu'il n'y a pas de relation claire entre les vitesses de chutes mesurées et la concentration de l'échantillon. Les distributions granulométriques des échantillons traités pour la chasse de 2011 sont pourtant comparables, à celle de l'échantillon de vase de SMLP traité en laboratoire.

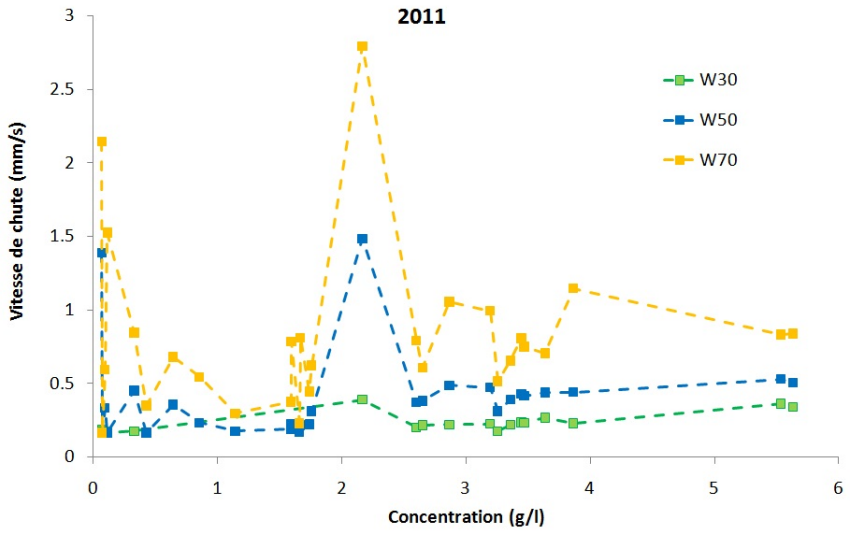



FIGURE 6.15 – Vitesses de chute en fonction de la concentration pour la chasse de 2011, tous sites de mesures confondus (A5, A1 et I1)

Le Tableau 6.6 rassemble les valeurs de vitesses de chute mesurées et de Stokes moyennées sur la durée de l'évènement pour chaque site de mesure. Ainsi, pour toutes ces valeurs de vitesses de chute mesurées ou calculées, ce tableau montre l'existence d'une variation spatiale de la vitesse de chute le long de la rivière telle que $W(A1) > W(A5) > W(I1)$. Ces valeurs montrent également que dans tous les cas, $W_{X\%} > W_{DX\%}$, et qu'en particulier $W_{D70}$ est comparable à $W_{50}$. Dans tous les cas, les valeurs de vitesse de chute mesurées et calculées pendant la chasse de 2011 sont comparables aux mesures réalisées en laboratoire sur l'échantillon vaseux.

| Vitesse de chute (mm/s) | A5 | A1 | I1 | Tous |
|---|---|---|---|---|
| Moyenne $W_{30}$ | 0.20 | 0.23 | 0.20 | 0.23 |
| Moyenne $W_{D30}$ | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.05 |
| Moyenne $W_{50}$ | 0.38 | 0.67 | 0.27 | 0.41 |
| Moyenne $W_{D50}$ | 0.18 | 0.23 | 0.13 | 0.17 |
| Moyenne $W_{70}$ | 0.82 | 1.18 | 0.59 | 0.82 |
| Moyenne $W_{D70}$ | 0.44 | 0.54 | 0.29 | 0.40 |

Tableau 6.6 – Valeurs de vitesses de chute moyennes par sites et globales pour la chasse de 2011

#### 6.3.3.3 Mesures de vitesses de chute réalisées pendant la chasse de 2012

Pendant la chasse de 2012, des mesures de vitesse de chute ont été réalisées en A5. Par rapport aux mesures de la chasse de 2011, l'effort a été porté sur la discrétisation temporelle de la mesure au cours de l'évènement. Ainsi la Figure 6.16 présente les variations temporelles des valeurs de vitesses de chute mesurées et calculées.

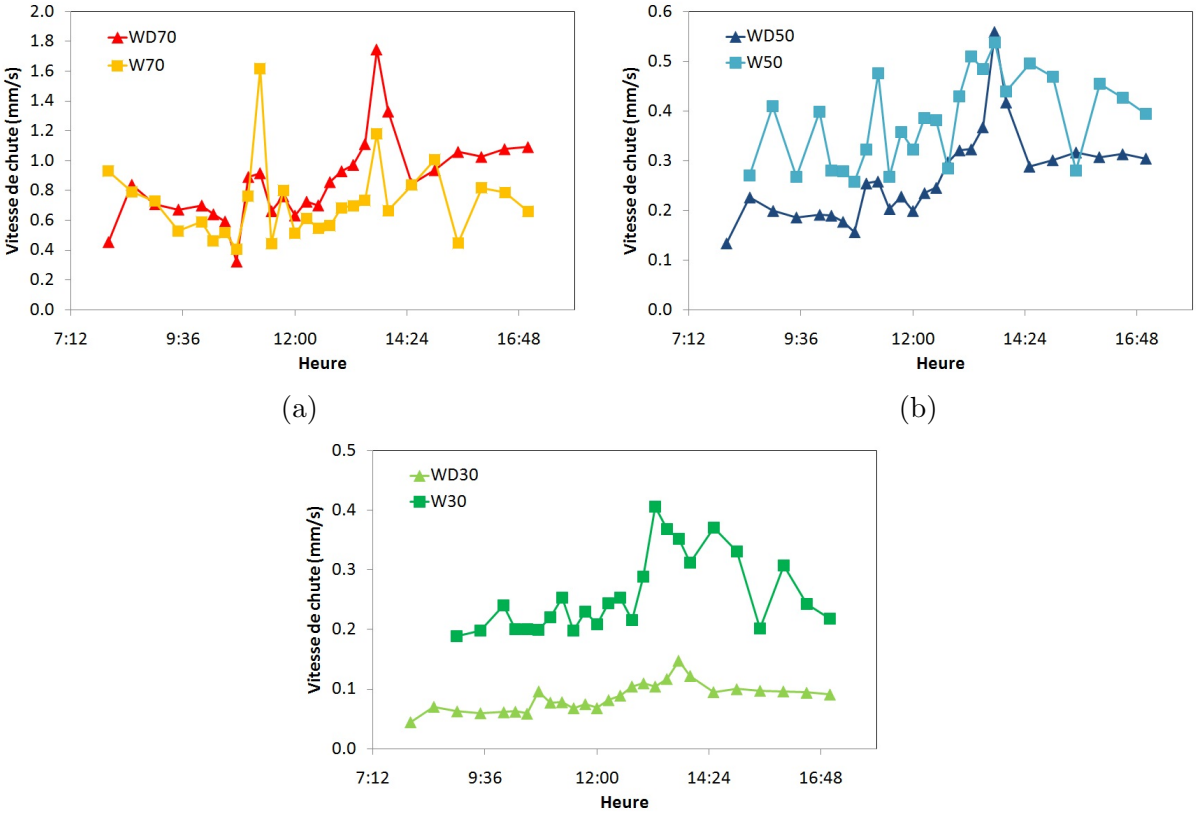



FIGURE 6.16 – Vitesses de chute en fonction du temps pendant la chasse de 2012, au site de mesure A5. (a) $W_{70}$ et $W_{D70}$ (b) $W_{50}$ et $W_{D50}$ (c) $W_{30}$ et $W_{D30}$ (en mm/s).

La Figure 6.16 montre que la gamme de vitesses de chute mesurée est large (un peu plus d'un ordre de grandeur), mais que les variations temporelles sont peu significatives. Ces faibles variations temporelles sont en outre corrélées avec les variations de la vitesse de chute de Stokes. Les variations temporelles de concentrations en MES mesurées en A5 pendant la chasse de 2012 étant très larges, ces mesures de vitesse de chute couvrent une large gamme de concentration. La Figure 6.17 illustre les valeurs de vitesses de chute mesurées en fonction de la concentration en MES de l'échantillon.

La Figure 6.17 montre que pour 2012 encore, malgré la large gamme de concentrations en MES explorée, les vitesses de chute mesurées sont indépendantes de la concentration en MES de l'échantillon. En particulier, l'écart entre les différentes classes de vitesse de

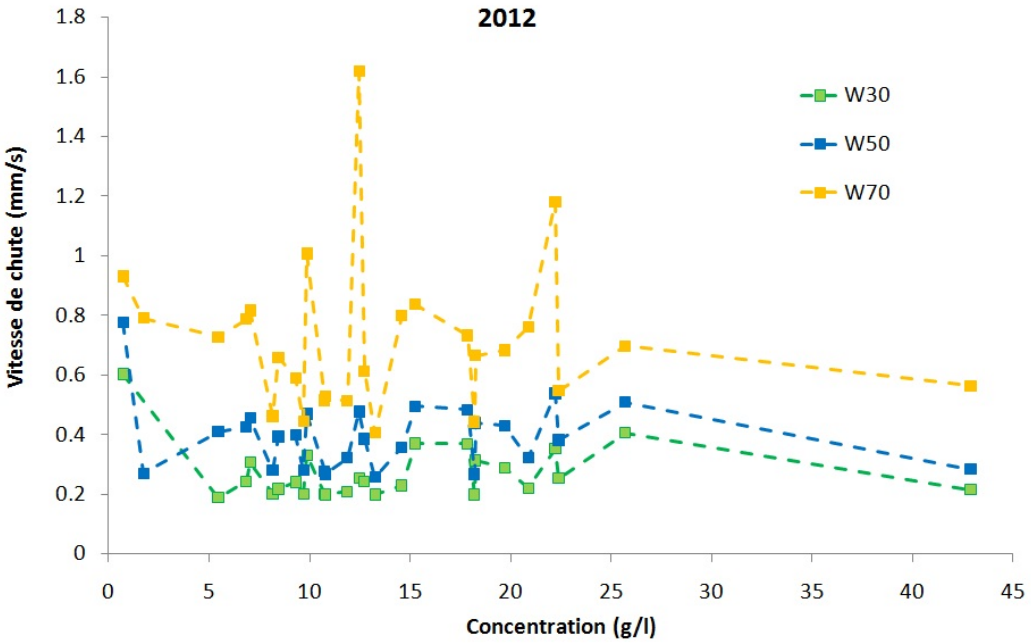



FIGURE 6.17 – Vitesses de chute en fonction de la concentration pour la chasse de 2012, au site de mesure A5

chute reste constant au cours du temps. La relation entre la vitesse de chute mesurée et la vitesse de Stokes dépend de la classe de vitesse de chute, sans présenter des similitudes exactes avec les tendances de 2011. On retrouve encore une fois le fait que la vitesse de Stokes $W_{D30}$ est très inférieure à l'ensemble des valeurs de vitesse de chute mesurées ou calculées. On remarque également $W_{X\%} > W_{DX\%}$ dans tous les cas sauf pour $X = 70$, et qu'en 2012 $W_{30}$ est comparable à $W_{D50}$. Le Tableau 6.7 rassemble ces valeurs de vitesses de chute moyennées sur l'évènement. Les valeurs de la chasse de 2011 y sont également rappelées pour comparaison.

| Vitesse de chute (mm/s) | A5 2012 | A5 2011 |
|---|---|---|
| Moyenne $W_{30}$ | 0.27 | 0.20 |
| Moyenne $W_{D30}$ | 0.09 | 0.05 |
| Moyenne $W_{50}$ | 0.39 | 0.38 |
| Moyenne $W_{D50}$ | 0.27 | 0.18 |
| Moyenne $W_{70}$ | 0.72 | 0.82 |
| Moyenne $W_{D70}$ | 0.86 | 0.44 |

Tableau 6.7 – Valeurs de vitesses de chute moyennes mesurées en A5 pour la chasse de 2012. Comparaison avec les valeurs de 2011.

Le Tableau 6.7 montre que d'un épisode de chasse de barrage à un autre, les vitesses de chutes mesurées varient moins que la granulométrie sur le site de mesure A5. La comparaison entre les vitesses $W_{X\%}$ et $W_{DX\%}$ n'est pas non plus la même d'une année sur l'autre. Par ailleurs, la granulométrie étant le paramètre qui varie le plus d'une année sur l'autre, il est analysé dans le paragraphe suivant comme facteur explicatif de ces différences.

#### 6.3.3.4 Synthèse

Pour résumer l'ensemble de ces résultats, il a été mis en évidence que :

- la gamme de valeurs des vitesses de chute mesurées est large : elles sont comprises entre 0.2 mm/s et 8 mm/s. Cette variabilité est liée au type d'échantillon étudié, mais également à la variation temporelle du paramètre de vitesse de chute au cours d'un évènement de chasse de barrage, durant lequel la concentration en MES et la distribution granulométrique varient fortement.

- Seul l'échantillon de vases de SMLP, étudié avec le protocole de laboratoire, présente une relation classique de type cohésif entre la vitesse de chute et la concentration en MES. L'échantillon vase / sable, dont la granulométrie est bien plus élevée, ne présente pas ce type de relation entre la vitesse de chute et la concentration. Les mesures réalisées pendant les chasses de barrage en 2011 et 2012, qui ont une distribution granulométrique primaire plus fine encore que l'échantillon de vase de SMLP, ne présentent pas non plus de relation claire entre la vitesse de chute et la concentration.

- Il n'y a pas d'équivalence systématique entre $W_{X\%}$ et $W_{DX\%}$, et pour les diamètres les plus élevés (de l'échantillon sablo-vaseux de SMLP) ou les plus faibles ($W_{D30}$), l'écart entre la vitesse de chute mesurée et la vitesse de chute calculée par la loi de Stokes est la plus importante.

La Figure 6.18 présente les valeurs de vitesses de chutes mesurées en fonction du diamètre de la classe correspondante, pour toutes les classes et toutes les mesures. Les lois de Stokes correspondantes, calculée pour la température de l'eau en laboratoire (20 ° C, Stokes 1 sur la Figure) ou la température de l'eau de l'Arc (10 ° C, Stokes 2) permettent de comparer l'ensemble des classes granulométriques. Cette figure montre donc très clairement que la vitesse de chute mesurée dépend de la granulométrie primaire de l'échantillon, mais pas selon la loi de Stokes. Il est en particulier possible de définir trois zones de granulométrie pour interpréter ces résultats.

**Pour les diamètres inférieurs à 33** $\mu m$, la loi de Stokes sous estime la vitesse de chute liée à l'abattement de la concentration. **Pour les diamètres compris entre 33 et 40** $\mu m$, on peut observer une zone de transition, pour laquelle les vitesses de chute d'abattement mesurées sont du même ordre de grandeur que les vitesses de Stokes calculées à partir des classes granulométriques correspondantes. Enfin, **pour les diamètres**

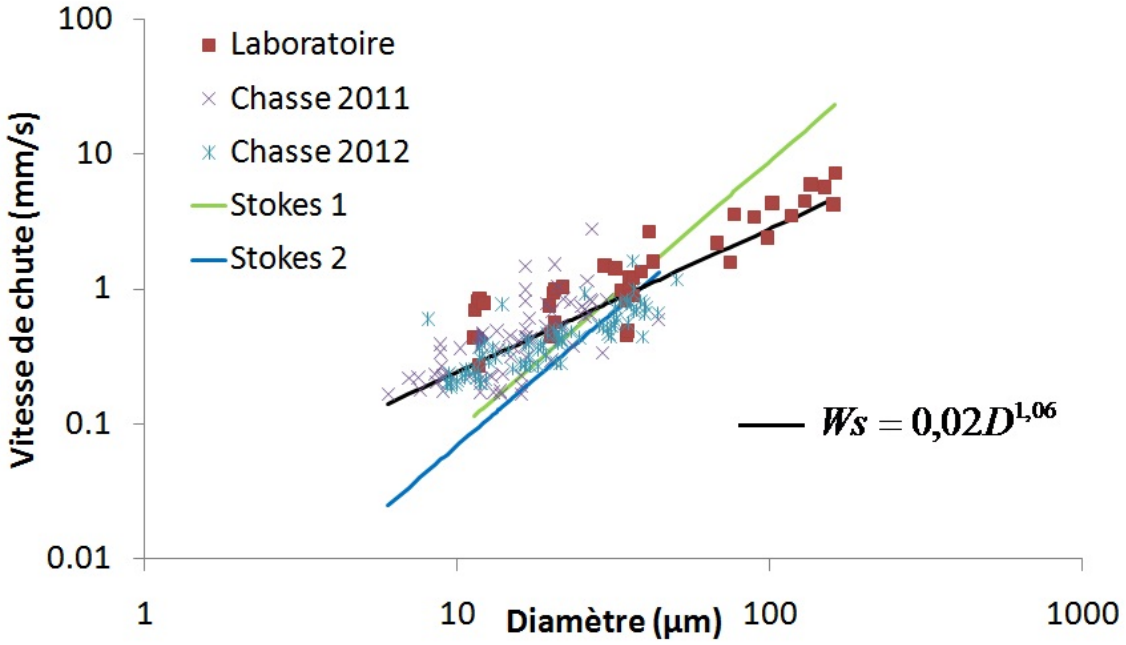



FIGURE 6.18 – Vitesses de chute en fonction de la classe granulométrique correspondante

**supérieurs à 40** $\mu m$, la loi de Stokes surestime systématiquement la vitesse de chute mesurée à l'aide de la pipette.

Ce résultat implique qu'il est possible d'établir un lien entre la distribution granulométrique primaire de l'échantillon et sa vitesse de chute mesurée. Ce lien, différent de la loi de Stokes sur la majeure partie de la gamme granulométrique mesurée, s'exprime sous la forme d'une loi puissance, avec un exposant proche de 1. Cette différence s'explique principalement par la différence d'approche des deux méthodes, et montre que l'utilisation d'une loi de vitesse de chute particulaire comme la loi de Stokes peut conduire à des estimations non réalistes du paramètre de vitesse de chute, dans le cas de granulométrie non uniforme et pour des états particulaires proches de l'écoulement.

On en déduit donc que pour un évènement transitoire comme une chasse de barrage, pendant lequel la concentration en MES varie dans le temps, aussi bien que la granulométrie, la vitesse de chute des MES est plus sensible aux variations de granulométrie qu'aux variations de concentration. En outre, les résultats de mesures dans la section en travers en 2012 (Figure 6.6) ont montré l'existence d'une distribution granulométrique représentative de l'évènement. La granulométrie est en effet la plus homogène au moment du maximum de flux de MES. Il existe donc une distribution de vitesse de chute associée à cette distribution granulométrique qui serait représentative de l'évènement.

La comparaison des distributions granulométriques de zones de dépôt sur le lit de la rivière avec cette distribution granulométrique représentative de l'évènement permettrait d'identifier une gamme granulométrique « propice au dépôt », et par exemple de

paramétrer de façon plus réaliste un modèle numérique. Dans le paragraphe suivant, des zones de dépôt de l'Arc et de l'Isère sont étudiées afin de faire un lien entre ces mesures granulométriques des particules déposées et ces mesures de vitesse de chute.

## 6.4 Analyse des zones de dépôt

### 6.4.1 Choix des sites caractéristiques

Afin de mieux caractériser le processus de dépôt des MES le long de l'Arc et de l'Isère, neuf sites préférentiels ont été sélectionnés le long du site d'étude (Figure 6.19). Ces sites ont été choisis après une analyse des photographies aériennes disponibles sur le site internet de GeoPortail, ainsi que de campagnes de terrains visant à identifier des sites clés le long de la rivière. Sur chacun de ces neuf sites, des dépôts de sédiments fins significatifs sont présents, et chaque site présente une particularité par rapport aux autres sites. Souvent, les sites sont représentatifs d'un tronçon morphologiquement homogène sur lequel ils se trouvent (D9 ou D6), mais ils peuvent au contraire représenter une irrégularité de forme par rapport au lit amont ou aval (D3).

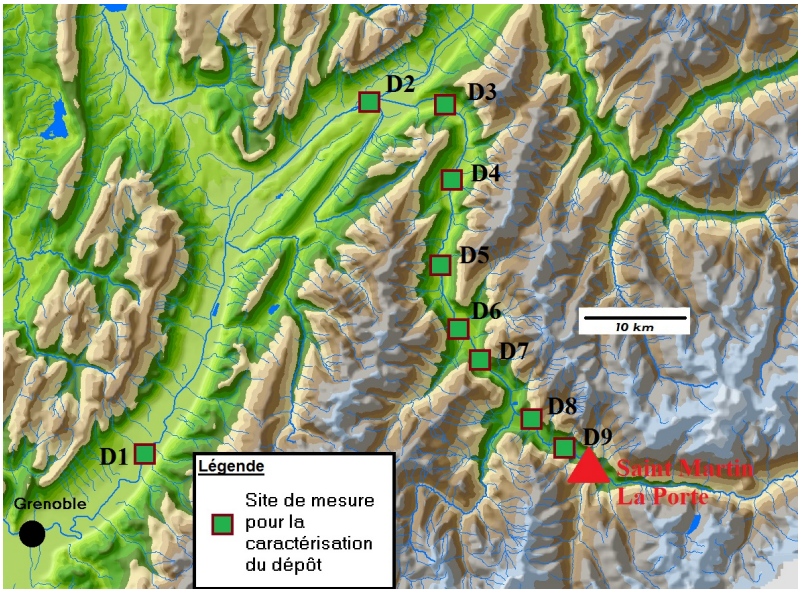



FIGURE 6.19 – Localisation des sites de mesures de dépôt

Chacun de ces sites a fait l'objet d'une analyse détaillée : des photographies de zones représentatives ont été prises, et des prélèvements de sédiments fins ont été réalisés sur des zones de dépôt significatives et représentatives du site. Ces prélèvements n'ont pas été réalisés selon un échantillonnage systématique, mais sont basés sur des raisonnements a priori sur le fonctionnement local de ces systèmes. Deux campagnes de mesure ont été réalisées, respectivement en avril et novembre 2012. Lors de ces deux campagnes, les prélèvements ont été réalisés aux mêmes endroits et des prises d'images photographiques

ont permis d'avoir une idée qualitative des changements morphologique ayant lieu pendant la période particulièrement dynamique de printemps et été. Pour illustrer la démarche, trois sites sur les neufs étudiés sont présentés en détails. Un tableau de synthèse avec des commentaires sur l'ensemble des sites est proposé ensuite.

#### 6.4.1.1 Site de St Julien ou D1

Le site D1 est un banc de galet d'environ 350 m de long situé en aval de la confluence de l'Arc avec son affluent le St Julien, environ 4.5 km en aval du barrage de SMLP. A ce niveau, le lit de la rivière est constitué de gros blocs de pierres, pouvant atteindre 2 m de diamètre. La Figure 6.20 illustre la granulométrie du lit de la rivière à cet endroit (à gauche) et la répartition morphologique des zones de dépôt de sédiments fins sur le banc de galet.

FIGURE 6.20 – Photographies prises sur le site D1 en mission de reconnaissance

Sur ce banc de galet poussent quelques arbustes, qui représentent une surface négligeable par rapport à la surface du banc. Les zones de dépôt de sédiments fins sont clairsemées sur la surface du banc, et dépendent de la topographie locale. On les retrouve dans des chenaux secondaires ou derrière des souches d'arbres déposés par quelques épisodes de crue. La Figure 6.21 illustre par deux prises de vue aériennes la faible dynamique morphologique de ce site remarquable. Entre la photo la plus ancienne (2001) et la plus récente (2009), la forme globale du banc n'a pas changé.

FIGURE 6.21 – Photos aériennes du site D1, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail)

#### 6.4.1.2 Site d'Epierre ou D5

Le site D5 est un large banc de galet situé au niveau de la commune d'Epierre, proche du site de mesure A4. Il est long d'environ 1 km et large de plus de 100 m au maximum. La Figure 6.22 illustre par des prises de vue aériennes la forme actuelle de ce site remarquable.

FIGURE 6.22 – Photos aériennes du site D5, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail)

On remarque que le site D5 est très dynamique, et que son emprise sur le lit de la rivière a beaucoup progressé entre les deux prises de vue aériennes. La rive gauche, végétalisée, a été érodée progressivement et a libéré ainsi de l'espace transversale pour le banc de galet puisse se développer. Ce banc représente ainsi une singularité très marquée et isolée du reste des formes du lit de la rivière.

FIGURE 6.23 – Photographies prises sur le site D5 en mission de reconnaissance

Sa grande dimension est également propice au développement de formes topographiques remarquable sur sa surface. Ainsi, la Figure 6.23 illustre ces singularités topographiques locales : des chenaux secondaires transverses ou longitudinaux végétalisés et comblés de sédiments fins, des points bas locaux formant des zones d'eau morte et de larges plages de dépôt de sédiments très fins.

#### 6.4.1.3 Site du Brignoud ou D9

Le site D9 est un exemple remarquable de banc végétalisé du lit de l'Isère. Il est constitué de deux parties séparées par un chenal transverse. L'ensemble de ce site est séparé de la berge par un chenal profond (en été le niveau d'eau dépasse 2 m). La partie amont est entièrement végétalisée et apparemment difficilement inondable. La partie aval est plus basse mais également très densément végétalisée.

FIGURE 6.24 – Photos aériennes du site D9, de 2001 et 2009 (Source : Geoportail)

La Figure 6.24 illustre que la forme de ce banc n'a été que peu modifiée entre les deux prises de vue aériennes, de même que la densité du couvert végétal (légèrement plus dense en 2009 sur la partie aval du banc).

FIGURE 6.25 – Photographies prises sur le site D9 en mission de reconnaissance

La Figure 6.25 illustre le type de dépôt de matériaux fins que l'on peut observer en plusieurs endroit de ce banc. On perçoit très bien des strates de sédiments très fins, formées les unes après les autres pendant des événements hydrologiques intenses, ou simplement signes de niveaux d'eau différents dans le lit de la rivière.

#### 6.4.1.4 Synthèse

Les trois exemples précédents montrent la diversité des formes que l'on peut observer sur le lit de l'Arc et de l'Isère. Le Tableau 6.8 commente et décrit les autres sites sélectionnées pour l'analyses des zones de dépôt.

| Site de mesure | PK (KM) | Commentaires |
|---|---|---|
| D1 | -47.0 | Banc de galet décrit précédemment. |
| D2 | -42.4 | Banc de galet fortement végétalisé, situé juste en amont de la confluence de l'Arc avec l'Arvan. Le banc est composé de plusieurs zones, souvent végétalisées avec parfois la présence de végétation avancée. De nombreuses zones de dépôt de sédiments fins y sont observables. |
| D3 | -34.9 | Banc de galet non végétalisé et facilement inondable, dont le chenal secondaire est à une altitude proche du chenal principal. Ce chenal secondaire, facilement connecté au chenal principal en amont du banc, s'élargit progressivement pour former une large zone de dépôt de sédiments fins. |
| D4 | -31.0 | Banc de galet fortement végétalisé et difficilement inondable, en aval de la confluence de l'Arc avec le Bugeon. Les zones de dépôt se situent principalement au sein de la végétation. |
| D5 | -20.2 | Banc de galet décrit précédemment. |
| D6 | -13.9 | Large banc de galet associé comme le site D5 à un élargissement du lit de la rivière. Le dépôt des sédiments fins y est généralisé et des larges chenaux secondaires jouent le rôle de bassin de décantation naturel. Ce banc présente des formes topographiques complexes mais n'est que peu végétalisé. |
| D7 | -7.8 | Ce site est un banc de galet antagoniste à une large anse d'érosion sur la berge opposée. Le site est largement végétalisé et les zones de dépôt de très grandes dimensions. |
| D8 | 0.5 | Ce site est un banc de galet situé en aval de la confluence Arc-Isère, sur le lit de l'Isère. De nombreuses zones de dépôts de sédiments fins y sont observables, et la topographie du banc est très nettement étagée. Sur les plus hauts niveaux, une végétation importante recouvre sa surface. |
| D9 | 38.0 | Ce site a été décrit précédemment. |

Tableau 6.8 – Description qualitative des sites remarquables sélectionnés pour l'étude des zones de dépôt

### 6.4.2 Mesures granulométriques

#### 6.4.2.1 Résultats par site de mesure

Sur chacun des sites choisis et présentés dans le Tableau 6.8, des prélèvements de sédiments ont été réalisés sur plusieurs zones de dépôt de sédiments fins. Des prélèvements ont été réalisés lors d'une première visite de terrain en avril 2012. Puis une seconde campagne de mesure a été réalisée en novembre 2012 afin d'évaluer de potentiels changements au cours de la saison intermédiaire.

Le Tableau 6.9 présente les mesures réalisées sur le site D1. Les prélèvements réalisés en avril seront notés PPi et les prélèvements réalisés au mois de novembre seront notés PAi. On constate à la lecture de ce tableau que les distributions granulométriques PP1, PP2 et PA2 sont très proches. Ces trois échantillons ont été prélevés dans le même chenal secondaire. La distribution granulométrique de l'échantillon PA1, qui a été prélevé dans un autre chenal secondaire, est plus grossière que les trois autres échantillons. Ainsi, la variabilité spatiale de la granulométrie d'une zone de dépôt à une autre semble plus grande que sa variabilité temporelle sur ce site. Les échantillons sont constitués à 50% environ de sables très fins, sauf pour l'échantillon PA2 pour lequel ce pourcentage est plus élevé.

| Site D1 | $D_{10}(\mu m)$ | $D_{50}(\mu m)$ | $D_{90}(\mu m)$ |
|---|---|---|---|
| Prélèvement PP1 | 6.6 | 64.2 | 200.0 |
| Prélèvement PP2 | 6.7 | 56.9 | 190.8 |
| Prélèvement PA1 | 10.8 | 155.1 | 338.2 |
| Prélèvement PA2 | 7.3 | 49.0 | 191.0 |

Tableau 6.9 – Granulométrie des prélèvements du site D1

Dans le Tableau 6.10 sont présentées les distributions granulométriques des échantillons prélevés sur le site D5. Sur ce site, une cohérence ressort entre les échantillons PP1 et PP2 et les échantillons PA1 et PA2. Ces quatre échantillons ont été prélevés dans un chenal secondaire éloigné d'une vingtaine de mètres environ du chenal principal, tandis que l'échantillon PP3 a été prélevé au bord du chenal principal. On retrouve ainsi un résultat classique (Simm et Walling, 1998 [129]) selon lequel la granulométrie des sédiments fins déposés en plaine d'inondation diminue avec la distance au chenal principal. Ces résultats indiquent également une variabilité temporelle, les prélèvements (PP1,PP2) et (PA1,PA2) ayant été réalisés aux mêmes endroits.

Enfin, le Tableau 6.11 rassemble les distributions granulométriques des échantillons prélevés sur le site D9. Les prélèvements PA1 et PA2 ont été prélevés respectivement au bord du chenal principal et dans un chenal secondaire à l'intérieur du lit végétalisé. Là encore, l'échantillon prélevé au bord du chenal principal est plus grossier que l'échantillon prélevé dans le chenal secondaire, mais la différence est moins marquée que pour les sites D1 et D5.

| Site D5 | $D_{10}(\mu m)$ | $D_{50}(\mu m)$ | $D_{90}(\mu m)$ |
|---|---|---|---|
| Prélèvement PP1 | 5.2 | 26.5 | 64.7 |
| Prélèvement PP2 | 5.9 | 27.7 | 67.6 |
| Prélèvement PP3 | 11.7 | 73.8 | 188.4 |
| Prélèvement PA1 | 5.4 | 32.7 | 94.6 |
| Prélèvement PA2 | 5.9 | 36.7 | 92.7 |

Tableau 6.10 – Granulométrie des prélèvements du site D5

| Site D9 | $D_{10}(\mu m)$ | $D_{50}(\mu m)$ | $D_{90}(\mu m)$ |
|---|---|---|---|
| Prélèvement PP1 | 6.29 | 43.23 | 98.37 |
| Prélèvement PP2 | 6.55 | 41.33 | 118.06 |
| Prélèvement PA1 | 8.1 | 50.1 | 151.2 |
| Prélèvement PA2 | 7.8 | 44.2 | 109.4 |

Tableau 6.11 – Granulométrie des prélèvements du site D9

#### 6.4.2.2 Distribution spatiale le long du site d'étude

Les distributions granulométriques ont été moyennées spatialement par site de mesure et sont présentées séparément pour chacune des deux campagnes de mesure sur la Figure 6.26.

La Figure 6.26 montre très nettement deux tendances. La première, c'est une forte variabilité spatiale longitudinale des fractions granulométriques les plus grossières. La seconde, c'est une relative constance temporelle de cette distribution spatiale, qui est ainsi confirmée.

La distribution spatiale de la granulométrie des zones de dépôt est la suivante : elle décroît progressivement à partir de la partie amont du site d'étude jusqu'au site D6 (en amont du barrage de la Christine) et augmente juste après ce site remarquable pour diminuer à nouveau jusqu'au dernier site de mesure. Pour tous les sites de dépôt, les échantillons prélevés présentent au moins 50% de sédiments dont le diamètre est supérieur à 63 $\mu$m, excepté pour les sites D5 et D6, dont les prélèvements sont constitué presque exclusivement des sédiments dont le diamètre est inférieur à 63 $\mu$m. Ces tendances rejoignent les variations spatiales observées pour la granulométrie et la vitesse de chute des prélèvements de MES de la chasse de 2011.

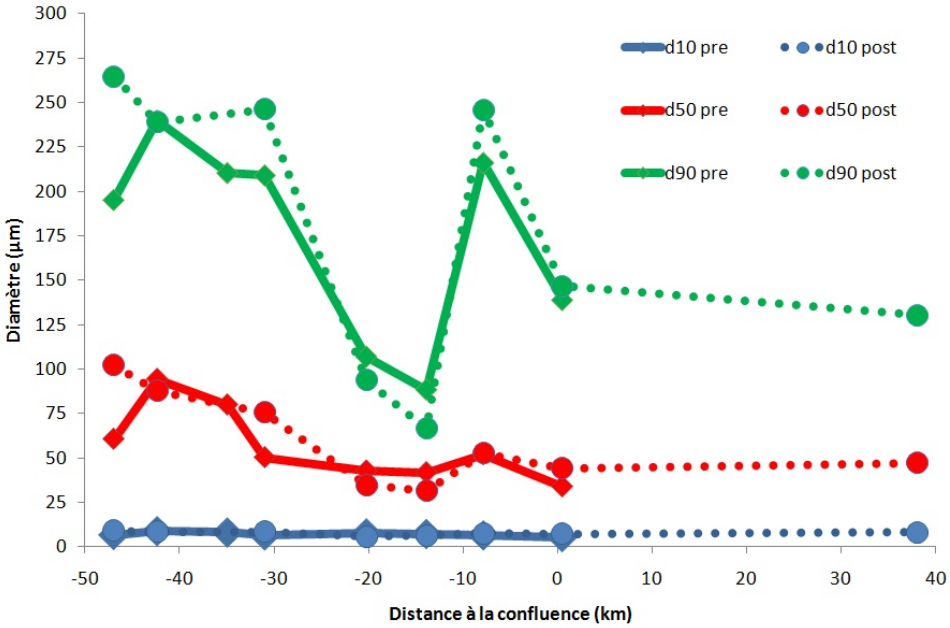



FIGURE 6.26 – Répartition spatiale de la granulométrie des zones de dépôt, moyennée par site

En outre, on peut donc conclure que la granulométrie des zones de dépôt correspond généralement aux fractions les plus grossières des MES mesurées pendant les évènements de chasses. Ce résultat est important dans le cadre d'une stratégie de paramétrage de la vitesse de chute en vue d'une modélisation numérique hydro-sédimentaire. Par ailleurs, la faible variabilité temporelle observée pendant la période séparant les deux campagnes de mesure indique que les paramètres décrivant le lit de sédiment est consistant d'un épisode de chasse à un autre et peut par exemple être paramétré de façon unique pour plusieurs épisodes de chasses de barrage.

## 6.5 Conclusions

Dans ce chapitre, des mesures granulométriques ont été réalisées sur des échantillons de MES prélevés pendant les chasses de barrage de 2011 et 2012. La granulométrie varie d'un site à l'autre, mais également d'une année à l'autre sur le même site de mesure. Les mesures ont permis de mettre en évidence que la variabilité temporelle lors d'un évènement transitoire de chasse de barrage concerne essentiellement les fractions les plus grossières. En 2012, des prélèvements de surface ont été réalisés le long de la dimension transverse d'une section. Ces mesures montrent une variabilité importante au sein d'une même section, qui diminue avec les fortes valeurs de concentration en MES. En particulier, la granulométrie atteint une valeur la plus homogène au moment de la plus forte valeur de concentration en MES mesurée.

Des mesures de vitesses de chute ont été réalisées à l'aide d'une pipette d'Andreasen en laboratoire sur des vases prélevées dans la retenue de Saint Martin La Porte, et sur le terrain pendant les chasses de barrage de 2011 et 2012. Les expériences réalisées en laboratoire sur un même échantillon de vase ont permis de mettre en évidence l'existence des régimes classiquement observés de floculation et d'entravement selon la concentration de l'échantillon. Pour des échantillons prélevés pendant les chasses, la vitesse de chute ne dépend pas de la concentration et est principalement conditionnée par la variation des classes granulométriques au cours de l'évènement. En particulier, aucun régime d'entravement n'a pu être mis en évidence. La relation entre la vitesse de chute des MES et leur distribution granulométrique primaire est différente de la loi de Stokes et s'exprime sous la forme d'une loi puissance avec un exposant proche de 1. Par ailleurs, des mesures réalisées en conditions turbulentes (Annexe B) montrent que dans de telles conditions un régime d'entravement n'a pas été mis en évidence, même pour des concentrations supérieures à 100 g/l.

Enfin, des mesures granulométriques ont été réalisées sur des zones de dépôt de sédiments fins. Les résultats de mesure montrent que cette distribution granulométrique varie spatialement le long du site d'étude, mais varie peu le temps de deux saisons (printemps et été 2012). Les valeurs mesurées montrent que les particules déposées correspondent aux fractions granulométriques les plus élevées de celles mesurées en suspension durant les épisodes de chasse de barrage. L'ensemble de ces résultats nous permettent de construire une stratégie de paramétrage de la vitesse de chute en vue d'une modélisation numérique : il existe une valeur de vitesse de chute représentative d'un évènement de chasse, qui correspond aux valeurs de vitesses de chute mesurées pour les fractions granulométriques les plus grossières. Cette stratégie sera appliquée au Chapitre 10.

# Partie II

# Modélisation numérique du transport des MES sur le site Arc-Isère

Chapitre 7

# Présentation des codes de calcul

## Sommaire


**7.1 Introduction** . . . . . **174**

**7.2 Mise en équation du transport, intégration et hypothèses** . . **174**

7.2.1 Equations pour l'hydrodynamique . . . . . 174

7.2.2 Equations pour le transport de MES . . . . . 178

**7.3 Présentation du code de calcul hydraulique MASCARET** . . **181**

7.3.1 Principes et hypothèses . . . . . 181

7.3.2 Une modélisation des écoulements en lit composés : la formulation Debord . . . . . 182

**7.4 Présentation du code de calcul sédimentaire COURLIS** . . . **186**

7.4.1 Principes et hypothèses . . . . . 186

7.4.2 Modélisation du transport des vases . . . . . 188

7.4.3 Résolution numérique et couplage hydro-sédimentaire . . . . . 191

**7.5 Conclusion** . . . . . **194**

## 7.1 Introduction

Dans l'introduction générale de ce travail de thèse, le choix du code de calcul a été justifié. Dans ce chapitre, les équations de l'hydraulique et du transport de MES seront construites et présentées telles qu'elles apparaissent dans les codes de calcul hydraulique MASCARET (Goutal et Maurel, 2002 [46]) et sédimentaire COURLIS (Bertier et al., 2002 [11]). Les deux codes seront ensuite présentés en détail, et pour finir les schémas de calcul numériques utilisés pour résoudre les équations seront présentés.

## 7.2 Mise en équation du transport, intégration et hypothèses

### 7.2.1 Equations pour l'hydrodynamique

#### 7.2.1.1 Définitions et notations

Plusieurs méthodes sont possibles pour établir les équations de Saint-Venant unidimensionnelles. Les paragraphes ci-dessous reprennent et résument la méthodologie développée par Afif (1986) [2], qui est la plus fidèle à l'approche retenue dans le développement des équations du code de calcul MASCARET. En outre, toutes les étapes du calcul ne seront pas détaillées, et le lecteur pourra se reporter à cette référence pour plus de précision dans le déroulement des calculs. Les principales hypothèses permettant d'établir ces équations seront en revanche détaillées.

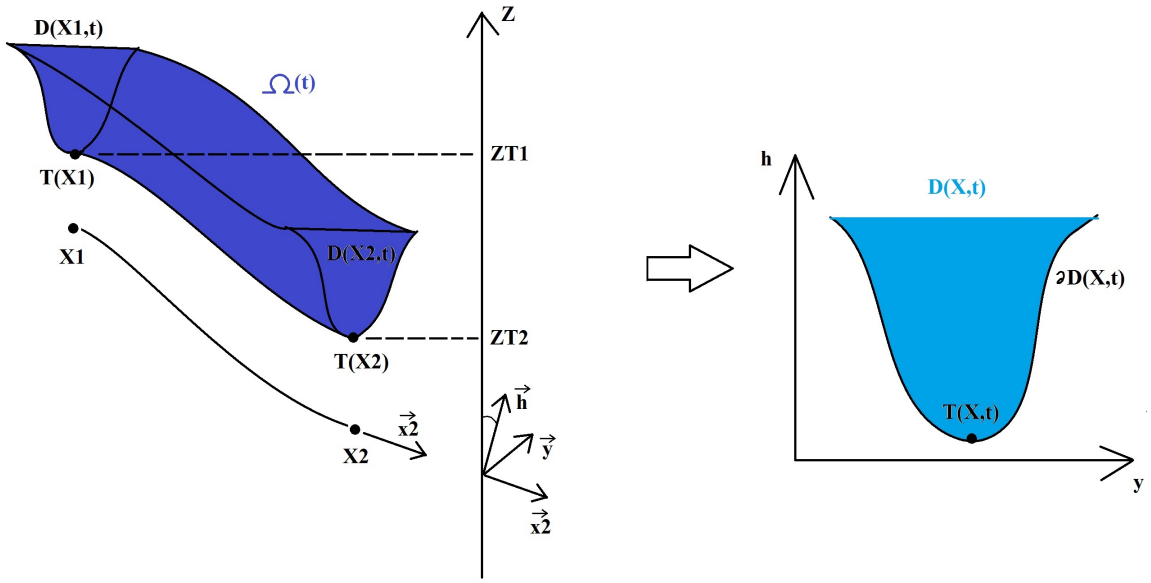



FIGURE 7.1 – Illustration du problème hydrodynamique et notations

On considère dans cette partie un bief de rivière contenant un volume d'eau $\Omega(t)$ délimité par la surface $\Sigma(t)$ à l'instant t (Figure 7.1) et de masse volumique $\rho$. La surface $\Sigma(t)$ est composée de :

- deux sections en travers $D(x_1, t)$ et $D(x_2, t)$ situées à des abscisses curvilignes $x_1$ et $x_2$ le long du chemin parcouru par le point bas $T(x)$ de chaque section en travers $D(x, t)$ ;
- la surface latérale formée par les contours mouillés $\partial D(x, t)$ ;
- la surface libre de l'écoulement.

Chaque section en travers s'inscrit dans un repère orthonormé mobile $(\overrightarrow{x}\,;\overrightarrow{y}\,;\overrightarrow{h})$, où $\overrightarrow{x}$ est un vecteur unitaire de la direction locale de l'écoulement, $\overrightarrow{y}$ un vecteur unitaire de la dimension transverse locale de la section et $\overrightarrow{h}$ de la dimension verticale de la section. Ce dernier vecteur forme un angle $\theta_x$ avec l'axe verticale traduisant ainsi la pente locale du fond du lit.

#### 7.2.1.2 Equation de continuité

L'équation de continuité, ou équation de conservation de la masse, traduit le fait que le taux de variation de la masse conservée dans le bief $\Omega(t)$ est égal à la somme des flux de masse entrant dans le bief, c'est-à-dire :

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega(t)} \rho d\Omega = -\int_{\Sigma(t)} \rho v d\Sigma \tag{7.1}$$

ou $\rho$ est la masse volumique de l'eau (considérée ici comme constante) et $v$ la vitesse normale relative du fluide par rapport à $\Sigma(t)$, soit : $v = (\overrightarrow{V} - \overrightarrow{\mu}).\overrightarrow{n}$ où $\overrightarrow{V}$ est la vitesse absolue du fluide, $\overrightarrow{\mu}$ la vitesse propre de $\Sigma(t)$ et $\overrightarrow{n}$ la normale unitaire extérieure à $\Omega(t)$.

On choisit de travailler sur $\Omega(t)$ tel que $x_1$ et $x_2$ sont fixes, aussi $\overrightarrow{\mu}$ est nulle sauf sur la surface libre. Ainsi, $v = 0$ partout sauf sur $D(x_1, t)$ et $D(x_2, t)$. On obtient ainsi :

$$\int_{\Sigma(t)} \rho v d\Sigma = \int\int_{D(x_2,t)} \rho \overrightarrow{V}.\overrightarrow{x_2} dydh - \int\int_{D(x_1,t)} \rho \overrightarrow{V}.\overrightarrow{x_1} dydh \tag{7.2}$$

En posant :

$$Q(x, t) = \int\int_{D(x,t)} \overrightarrow{V}.\overrightarrow{x}\, dydh \tag{7.3}$$

le débit volumique traversant $D(x, t)$ et compté positivement selon $\overrightarrow{x}$, on obtient :

$$-\int_{\Sigma(t)} \rho v d\Sigma = -\rho \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial Q(x, t)}{\partial x} dx \tag{7.4}$$

Pour le terme de gauche de l'Équation 7.1, on obtient en posant

$$S(x,t) = \int\int_{D(x,t)} dydh \tag{7.5}$$

l'aire de la surface mouillée $D(x,t)$, l'équation suivante :

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega(t)} \rho d\Omega = \rho \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial S(x,t)}{\partial t} dx \tag{7.6}$$

.

Finalement, on obtient pour tout $x_2 > x_1$ l'équation :

$$\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial S(x,t)}{\partial t} dx = -\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial Q(x,t)}{\partial x} dx \tag{7.7}$$

.

L'Équation 7.1 s'écrit donc :

$$\boxed{\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0} \tag{7.8}$$

Remarque : en présence d'apport latéral de débit, l'Équation 7.8 devient :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \tag{7.9}$$

où $q_l$ est un apport linéique local.

#### 7.2.1.3 Equation de mouvement

L'équation de mouvement traduit le fait que le taux de variation de la quantité de mouvement du fluide du bief $\Omega(t)$ est égal à la somme des flux de quantités de mouvement entrant dans $\Omega(t)$, à laquelle s'ajoute le bilan des forces extérieures :

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega(t)} \rho \overrightarrow{V} d\Omega = -\int_{\Sigma(t)} \rho \overrightarrow{V} v d\Sigma + F_{E.C.} + F_{E.I.} \tag{7.10}$$

où

$$F_{E.C.} = \int_{\Sigma(t)} \overrightarrow{\overrightarrow{\Gamma}}.\overrightarrow{n} d\Sigma \tag{7.11}$$

sont les efforts extérieurs de contact, $\overrightarrow{\overrightarrow{\Gamma}}$ étant le tenseur des contraintes (symétrique pour un fluide homogène et isotrope), et

$$F_{E.I.} = \int_{\Omega(t)} \rho \overrightarrow{g} d\Omega \tag{7.12}$$

sont les efforts extérieurs d'inertie avec $\overrightarrow{g}$ les vecteur d'accélération dirigé dans le sens des z négatifs.

**1ère Hypothèse** : On suppose que les effets de viscosité internes du fluide sont négligeables devant les frottements externes.

Il en résulte que les contraintes tangentielles se réduisent aux forces de frottement contre les parois latérales et que les contraintes normales se réduisent aux forces de pressions (la pression sera notée p). Ainsi, on a $\overrightarrow{\overrightarrow{\Gamma}}.\overrightarrow{n} = -p.\overrightarrow{n} + \overrightarrow{f}$ où $\overrightarrow{f}$ est une force de frottement tangente à $\overrightarrow{V}$ et de sens opposé. En simplifiant les termes de l'Équation 7.10 et en posant $u = \overrightarrow{V}.\overrightarrow{x}$, on obtient l'équation :

$$\begin{aligned} &\frac{\partial}{\partial t}\int\int_{D(x,t)} \rho\overrightarrow{V}dydh + \frac{\partial}{\partial x}\int\int_{D(x,t)} \rho(\overrightarrow{V}.u)dydh \\ &= -\rho g S(x,t).\overrightarrow{z} - \int\int_{D(x,t)} \overrightarrow{grad}(p)dydh + \int_{\partial D(x,t)} \overrightarrow{f}ds \end{aligned} \tag{7.13}$$

L'étape suivante consiste à projeter l'Équation 7.13 selon l'axe de l'écoulement.

**2ème Hypothèse** : On suppose que l'écoulement est monodimensionnel, et en particulier que la vitesse suivant l'axe de l'écoulement est homogène dans la section en travers, et que la composante perpendiculaire de la vitesse à l'axe de l'écoulement est nulle.

Il en découle que $\overrightarrow{V}.\overrightarrow{x} = u(x,t)$ et $Q(x,t) = u(x,t)S(x,t)$. Le terme de gauche de l'Équation 7.13 s'écrit donc :

$$\frac{\partial Q(x,t)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\frac{Q(x,t)^2}{S(x,t)}) \tag{7.14}$$

Pour le terme de droite, on a :

$$-\rho g S(x,t)\overrightarrow{z}.\overrightarrow{x} = -\rho g S(x,t) sin(\theta_x) \tag{7.15}$$

où $\theta_x$ représente la pente locale.

**3ème Hypothèse** : la pente locale du bief est faible, et plus précisément $sin(\theta_x) << 1$.

Sous cette hypothèse, l'Équation 7.15 devient :

$$-\rho g S(x,t)\overrightarrow{z}.\overrightarrow{x} = -\rho g S(x,t)\frac{d}{dx}Z_c \tag{7.16}$$

ou $Z_c$ est la cote du point bas $T_x$ du profil local. Pour le terme de frottement, on pose :

$$\int_{\partial D(x,t)} \overrightarrow{f}.\overrightarrow{x}ds = -\rho g S(x,t) J(Q,S,x) \tag{7.17}$$

avec $J$ la pente d'énergie, déterminée par exemple par la relation de Manning Strickler.

Enfin, une dernière hypothèse est nécessaire pour simplifier le terme lié au gradient de pression :

**4ème Hypothèse** : la distribution de la pression au sein d'une section en travers est hydrostatique. La pression à la surface libre est supposée constante et égale à la pression atmosphérique, qui peut être prise comme origine de pression.

Ainsi, $p = g(Z(x,t) - Z_M)$ en tout point $M$ de $D(x,t)$, où $Z(x,t)$ est la cote de la surface libre en $D(x,t)$. En remplaçant $p$ par cette nouvelle expression dans le terme lié au gradient de pression, et en simplifiant les termes de l'équation globale, l'Équation 7.10 finalement :

$$\boxed{\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\frac{Q^2}{S}) + gS\frac{\partial Z}{\partial x} = -gSJ} \tag{7.18}$$

Ainsi, on désigne usuellement par « équations de Saint-Venant monodimensionnelles » le système d'équations formé par les deux équations (6.8) et (6.17).

**Remarque 1 :** la prise en compte d'apport au niveau d'une confluence avec un autre bief nécessite de prendre en compte un terme additionnel de quantité de mouvement $\gamma_l$. Dans ce cas, l'Équation 7.18 devient :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\beta\frac{Q^2}{S}) + gS\frac{\partial Z}{\partial x} = -gSJ + \gamma_l \tag{7.19}$$

**Remarque 2 :** on peut remplacer dans certains cas, la deuxième hypothèse formulée précédemment par une hypothèse plus générale, prenant en compte l'hétérogénéité des vitesses dans une même section via un coefficient $\beta$ dit coefficient de Boussinesq :

$$\beta = \frac{S}{Q^2}\int\int_{D(x,t)} udydh \tag{7.20}$$

Dans ce cas précis, l'Équation 7.18 devient :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\beta\frac{Q^2}{S}) + gS\frac{\partial Z}{\partial x} = -gSJ \tag{7.21}$$

### 7.2.2 Equations pour le transport de MES

#### 7.2.2.1 Définitions et notations

Dans cette partie, nous garderons les mêmes notations que celles utilisées pour l'équation établie pour le mouvement du fluide. La concentration en MES contenue dans le volume fluide $\Omega(t)$ sera notée c (en kg/m$^3$ ou g/l) et nous considérerons sous le volume fluide $\Omega(t)$ un volume sédimentaire support $\Omega_b(t)$ de masse volumique $\rho_b$, qui apparait sous chaque section en travers fluide sous la forme d'une section sédimentaire de surface $S_b$ (Figure 7.2).

#### 7.2.2.2 Equation de continuité pour les MES

On s'intéresse au transport de matière en suspension au sein du fluide de $\Omega(t)$. Au sein de ce volume fluide, la concentration c est transportée selon deux modes principalement

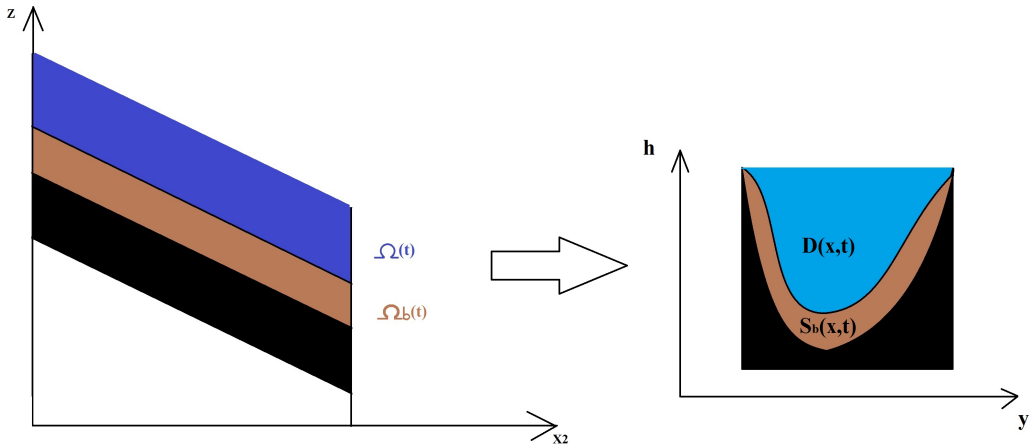



FIGURE 7.2 – Illustration du problème et notations

(Padet, 2011 [105]) : la convection du fluide à la vitesse $\overrightarrow{V}$ et des flux surfaciques $\overrightarrow{q_s}$. Ainsi, le bilan de masse appliqué à ce transport de matière dans le volume $\Omega(t)$ s'écrit :

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega(t)} c d\Omega = -\int_{\Omega(t)} div(c\overrightarrow{V})d\Omega - \int_{\Omega(t)} div(\overrightarrow{q_s})d\Omega \tag{7.22}$$

En faisant l'hypothèse d'une concentration c homogène au sein de la section fluide $D(x,t)$ que l'on notera $C(x,t)$, le terme de gauche de l'Équation 7.22 s'écrit :

$$\frac{d}{dt}\int_{\Omega(t)} c d\Omega = \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial S(x,t)C(x,t)}{\partial t} dx \tag{7.23}$$

Toujours en supposant la concentration homogène au sein de la section fluide $D(x,t)$, le premier terme de droite de l'Équation 7.22 s'écrit :

$$\int_{\Omega(t)} div(c.\overrightarrow{V})d\Omega = \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial}{\partial x}\left(C(x,t)\int\int_{D(x,t)} \overrightarrow{V}.\overrightarrow{x}\, dydh\right) dx \tag{7.24}$$

Soit :

$$\int_{\Omega(t)} div(c.\overrightarrow{V})d\Omega = \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial C(x,t)Q(x,t)}{\partial x} dx \tag{7.25}$$

Enfin, le second terme de droite de l'Équation 7.22 nécessite de définir une expression du terme $\overrightarrow{q_s}$. Graf (2008) [48] montre que ce terme peut s'ecrire sous la forme d'une loi de Fick $\overrightarrow{q_s} = -K\overrightarrow{grad}(c)$ où $K$ est le coefficient total de dispersion tridimensionnel. Ce coefficient intègre en réalité plusieurs processus physiques : la diffusion moléculaire, la diffusion turbulente et la dispersion due à la répartition des vitesses dans une section en travers du bief. Ces processus peuvent en effet tous s'écrire sous la forme d'une loi de Fick et le coefficient total de dispersion s'écrit donc $K = K_{diffusion} + K_{turbulence} + K_{dispersion}$. Pour un écoulement naturel, on a généralement $K_{diffusion} << K_{turbulence} << K_{dispersion}$

(Graf, 2008).

Ainsi, en notant $K_x$ le coefficient total de dispersion longitudinal et $C(x,t)$ la concentration homogène au sein de la surface $D(x,t)$, le second terme du terme de droite de l'Équation 7.22 devient :

$$\int_{\Omega(t)} div(\overrightarrow{q_s})d\Omega = -\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x(x,t)\frac{\partial C(x,t)}{\partial x}\int\int_{D(x,t)} dydh\right)dx \tag{7.26}$$

Soit :

$$\int_{\Omega(t)} div(\overrightarrow{q_s})d\Omega = -\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x(x,t)S(x,t)\frac{\partial C(x,t)}{\partial x}\right)dx \tag{7.27}$$

Ainsi, l'Équation 7.22 devient :

$$\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial S(x,t)C(x,t)}{\partial t}dx = -\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial C(x,t)Q(x,t)}{\partial x}dx + \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x(x,t)S(x,t)\frac{\partial C(x,t)}{\partial x}\right)dx \tag{7.28}$$

Cette relation étant valable pour tout $x_2 > x_1$, l'Équation 7.22 devient finalement :

$$\frac{\partial SC}{\partial t} + \frac{\partial QC}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}(K_x S\frac{\partial C}{\partial x}) = 0 \tag{7.29}$$

L'Équation 7.29 est l'équation de convection - (ou advection -) dispersion unidimensionnelle.

**Remarque :** Les différents termes sources s'intègrent dans l'équation de la même manière que pour l'équation de continuité de Saint-Venant, à savoir

$$\boxed{\frac{\partial SC}{\partial t} + \frac{\partial QC}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}(K_x S\frac{\partial C}{\partial x}) = Q_{Source}} \tag{7.30}$$

Où $Q_{Source} = Q_{Source}(x,t)$ représente les termes sources linéiques liés au dépôt des MES, à leur remise en suspension ou à des apports latéraux. Ces termes seront détaillés dans le cas particulier du code de calcul COURLIS.

#### 7.2.2.3 Equation de continuité pour le lit de la rivière

Dans le cas du transport de MES, on néglige le phénomène de convection longitudinale du lit de la rivière. Ainsi, d'un point de vue théorique, les seules évolutions spatiales possibles du volume $\Omega_b(t)$ se font dans la dimension latérale et verticale, en chaque abscisse x. En outre, seuls les termes sources sont responsables des variations de masse de ce volume de sédiment. Ainsi, en faisant l'hypothèse d'une masse volumique homogène et constante $\rho_b$ dans le lit, l'équation de continuité du lit sédimentaire pour le transport des MES unidimensionnel s'écrit :

$$\boxed{\rho_b \frac{\partial S_b}{\partial t} = -Q_{Source}} \tag{7.31}$$

Cette formulation de l'évolution du lit de la rivière est spécifique au transport de MES. Dans ce cas en effet on considère que les échanges se font instantanément entre le fluide et le lit. En d'autres termes, on considère que des sédiments remis en suspension se mélangent instantanément dans la colonne d'eau présente à l'abscisse x, et que les sédiments déposés à l'abscisse x y restent. Toute notion de roulement ou saltation est ici exclue.

## 7.3 Présentation du code de calcul hydraulique MASCARET

### 7.3.1 Principes et hypothèses

Développé depuis plus de 20 ans par le LNHE, le code de calcul d'hydraulique à surface libre MASCARET permet de réaliser des calculs d'hydraulique fluviale monodimensionnels en lit simple ou en lit composé. Il existe trois noyaux de calcul au sein du système MASCARET, permettant d'effectuer des calculs en régime fluvial permanent, en régime fluvial non permanent et en régime transcritique. A ce code de calcul hydraulique se sont greffés deux modules : le module TRACER, qui est un module de transport de traceur passif appliqué aux problèmes de qualité d'eau, et COURLIS, un module de transport sédimentaire prenant en compte la déformation de la géométrie du lit de la rivière. L'interface Fudaa-Mascaret, ecrite en Java, permet une utilisation conviviale du code de calcul. On peut représenter le système MASCARET de la façon schématique suivante :

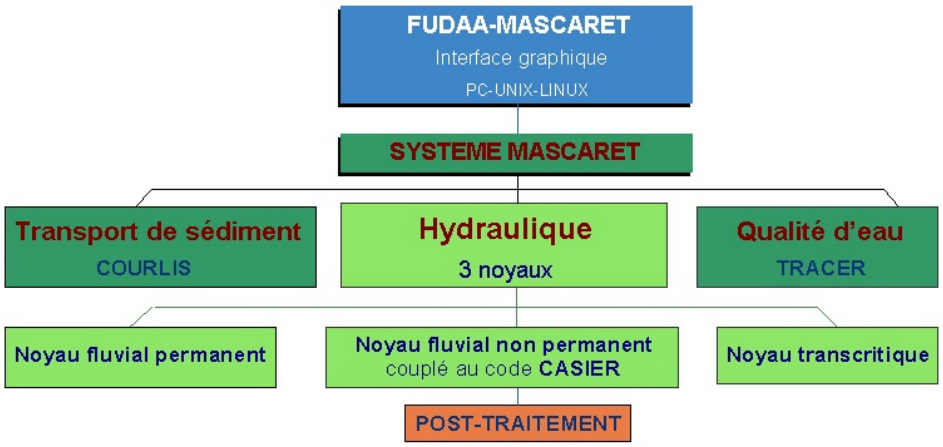



FIGURE 7.3 – Système MASCARET

Les noyaux de calculs de MASCARET résolvent les équations de Saint-Venant unidimensionnelles établies dans la partie précédente. Les conditions d'utilisation du code rejoignent donc les hypothèses qui ont été nécessaires pour établir ces équations, à savoir :

- chaque bief possède un axe privilégié d'écoulement, les vecteurs vitesses étant toujours supposés parallèles à cet axe ;
- les écoulements sont à faible courbure dans le plan horizontal ; les accélérations verticales sont négligeables, et la répartition des pressions est quasi hydrostatique ;
- la pente moyenne des écoulements est faible (le sinus de l'angle entre l'horizontale et le fond est proche de 0) ;
- les contraintes de viscosité sur le fond et les berges sont prises en compte à l'aide de lois empiriques de frottement (loi de Strickler) ;
- l'influence du vent sur la surface libre est négligée ;
- lorsqu'un confluent n'est pas modélisé au moyen d'un bief spécifique, il est supposé perpendiculaire à l'axe principal de l'écoulement : sa représentation consiste à introduire un apport latéral de débit, sans apport de quantité de mouvement.

Le lecteur pourra se reporter à la note de principe du code de calcul (Zaoui et Goutal, 2011 [155]) pour plus de précisions. Le code de calcul présente en effet de nombreuses particularités, allant de la modélisation bidimensionnelle automatique des confluences à la possibilité de modéliser des réseaux de zones de stockages dans des plaines d'inondations. Dans ce travail de thèse, un des aspects du code le plus utilisé est la modélisation des écoulements en lit composé, pour laquelle la formulation *Debord* a été choisie et développée dans le code de calcul. Le principe de cette formulation est présenté dans le paragraphe suivant.

### 7.3.2 Une modélisation des écoulements en lit composés : la formulation Debord

#### 7.3.2.1 Problème à résoudre

Le problème de transport en lit composé intervient lorsque la section en travers de la rivière présente deux zones distinctes, souvent d'altitude différentes, dont le frottement ne peut être pris en compte de la même façon. Ainsi, les pertes d'énergies dues au frottement ne sont pas identiques dans les deux lits, et de ce fait :

- l'hypothèse d'une vitesse uniforme dans une section, et donc, en particulier, identique dans les deux lits mineur et majeur, n'est plus acceptable ;
- nous ne savons pas définir a priori un coefficient de perte de charge $J$ global.

Il est donc nécessaire d'écrire le système d'équations de Saint-Venant unidimensionnel pour chacun des deux lits mineur (indice $m$) et majeur (indice $M$), ce qui donne :

$$\begin{cases} \frac{\partial S_m}{\partial t} + \frac{\partial Q_m}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q_m}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q_m^2}{S_m}\right) = -gS_m\frac{\partial Z}{\partial x} - gS_mJ_m + \gamma_{mM} \end{cases} \tag{7.32}$$

et

$$\begin{cases} \frac{\partial S_M}{\partial t} + \frac{\partial Q_M}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q_M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q_M^2}{S_M}\right) = -gS_M\frac{\partial Z}{\partial x} - gS_MJ_M + \gamma_{Mm} \end{cases} \tag{7.33}$$

avec : $\gamma_{Mm} = -\gamma_{mM}$. En écrivant ceci, nous conservons l'hypothèse fondamentale d'une cote de la surface libre $Z$ identique dans le lit mineur et le lit majeur. Le terme $\gamma_{mM}$ représente l'interaction entre les deux lits. En sommant ces deux systèmes, et en appelant $Q = Q_m + Q_M$ le débit total, et $S = S_m + S_M$ la surface mouillée totale, on obtient :

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q_m^2}{S_m} + \frac{Q_M^2}{S_M}\right) = -gS\frac{\partial Z}{\partial x} - g(S_mJ_m + S_MJ_M) \end{cases} \tag{7.34}$$

avec : $\sqrt{J_m} = \frac{Q_m}{D_m}$ et $\sqrt{J_M} = \frac{Q_M}{D_M}$. Les débitances mineures et majeures dépendent de la cote $Z$ :

$$\begin{cases} D_m = K_mS_mR_m^{2/3} \\ D_M = K_MS_MR_M^{2/3} \end{cases} \tag{7.35}$$

Le système (7.34) est semblable au système en définissant une pente globale $J$ au moyen de la relation :

$$SJ = S_mJ_m + S_MJ_M \tag{7.36}$$

et en choisissant un coefficient de Boussinesq $\beta$ non plus égal à 1, mais satisfaisant la relation :

$$\beta\frac{Q^2}{S} = \frac{Q_m^2}{S_m} + \frac{Q_M^2}{S_M} \tag{7.37}$$

soit :

$$\beta = \frac{S}{Q^2}\left(\frac{Q_m^2}{S_m} + \frac{Q_M^2}{S_M}\right) \tag{7.38}$$

Deux inconnues supplémentaires, $Q_m$ et $Q_M$, s'ajoutent néanmoins aux inconnues $Q$ et $Z$. La conservation de la masse fournit déjà une relation simple faisant intervenir ces deux inconnues :

$$Q_m + Q_M = Q \tag{7.39}$$

Pour résoudre le système (7.34), il faut donc connaitre une relation supplémentaire liant les inconnues $Q_m$ et $Q_M$. Cette relation peut s'obtenir en exprimant la débitance globale $D$ en fonction des débitances mineure et majeure $D_m$, $D_M$. La définition de la pente $J$ s'écrit tout d'abord :

$$S\frac{Q^2}{D^2} = S_m\frac{Q_m^2}{D_m^2} + S_M\frac{Q_M^2}{D_M^2} \tag{7.40}$$

Ensuite, les débitances mineure et majeure généralisée $D_{mg}$, $D_{Mg}$ sont définies par les relations :

$$\begin{cases} Q_m = D_{mg}\sqrt{J} \\ Q_M = D_{Mg}\sqrt{J} \end{cases} \tag{7.41}$$

En posant : $\eta = \frac{Q_m}{Q_M}$, et en reprenant l'expression définissant $J$, nous voyons que :

$$\frac{D_{mg}}{D_{Mg}} = \eta \tag{7.42}$$

et :

$$D_{mg}^2 = \frac{S}{\dfrac{S_m}{D_m^2} + \dfrac{1}{\eta^2}\dfrac{S_M}{D_M^2}} \tag{7.43}$$

Il est ainsi équivalent de se donner $\eta$, $D_{mg}$, ou $D_{Mg}$ : dès que l'une de ces trois grandeurs est donnée, les deux autres sont également déterminées. Le système (7.34) s'écrit alors :

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \\ \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(\beta\frac{Q^2}{S}\right) = -gS\frac{\partial Z}{\partial x} - gSJ \end{cases} \tag{7.44}$$

avec :

$$\begin{cases} \beta = \left(\frac{\eta^2}{S_m} + \frac{1}{S_M}\right)\frac{S}{(1+\eta)^2} \\ \\ \sqrt{J} = \frac{Q}{D_{mg}+D_{Mg}} \end{cases} \tag{7.45}$$

Dès que l'on se donne $\eta$, $D_{mg}$ ou $D_{Mg}$, les grandeurs $\beta$ et $J$ sont parfaitement définies, et le système (7.44) est analogue au système de Saint-Venant caractéristique d'un lit simple. La résolution donne la valeur de $Q$, puis les relations suivantes fournissent immédiatement les valeurs de $Q_m$ et $Q_M$.

#### 7.3.2.2 Modélisation Debord

Ce modèle a été établi expérimentalement, en étudiant en canal plusieurs configurations de régime uniforme, et en mettant ainsi en évidence une loi de répartition de débit par le terme $\frac{Q_m}{Q_M}$ (Nicollet et Uan, 1979 [101]). L'extrapolation au régime graduellement varié est supposé admissible pour l'utilisation de cette formulation, puisque ce régime est défini comme proche des propriétés du régime uniforme. Il repose sur l'observation suivante : dans les conditions énoncées ci-dessus, le débit s'écoulant dans le lit mineur en lit composé est le débit qui s'écoulerait dans un lit mineur unique identique, multiplié d'une grandeur caractéristique $A$ avec : $A \in ]0,1[$. $A$ s'exprime comme une fonction des rugosités de chaque lit. Son expression exacte est donnée plus loin, l'important étant d'abord d'obtenir les expressions de $D_{mg}$ et $D_{Mg}$. La définition même de $A$ s'écrit : $D_{mg} = AD_m$, ou encore : $Q_m^2 = A^2 D_m^2 J$. Nous en déduisons alors $D_{Mg}$, en reprenant l'expression de $J$ :

$$SJ = S_m \frac{Q_m^2}{D_m^2} + S_M \frac{Q_M^2}{D_M^2} = A^2 S_m J + S_M \frac{Q_M^2}{D_M^2} \tag{7.46}$$

donc :

$$J(S - A^2 S_m) = Q_M^2 \frac{S_M}{D_M^2} \tag{7.47}$$

soit :

$$D_{Mg}^2 = \frac{Q_M^2}{J} = D_M^2 \left( \frac{S - A^2 S_m}{S_M} \right) = D_M^2 \left( 1 + \frac{S_m}{S_M}(1 - A^2) \right) \tag{7.48}$$

La débitance majeure généralisée est donc égale à la débitance majeure multipliée par la quantité :

$$\sqrt{1 + \frac{S_m}{S_M}(1 - A^2)}$$

Quand : $A = 1$, nous retrouvons le modèle *simpliste* rappelé précédemment. Le rapport $\eta = \frac{Q_m}{Q_M}$ s'écrit aussi :

$$\eta = \frac{A}{\sqrt{1 + \frac{S_m}{S_M}(1 - A^2)}} \frac{D_m}{D_M} \tag{7.49}$$

$A$ est la constante du modèle de *Debord*. Elle est évaluée par :

$$A = \frac{1 - A_0}{2} \cos\left(\frac{\pi r}{0.3}\right) + \frac{1 + A_0}{2} \quad \text{pour} \quad r = \frac{R_M}{R_m} \in [0, 0.3] \tag{7.50}$$

et :

$$A = A_0 = 0.9 \left( \frac{K_m}{K_M} \right)^{-1/6} \quad \text{pour} \quad r > 0.3 \tag{7.51}$$

Notons que $A$ varie en fonction de $R_m$ et $R_M$, de manière à trouver $A = 1$ lorsque $R_M = 0$ (pas de débordement).

Cette formulation est une formulation spécifique à certain type d'expériences. Il existe plusieurs autres formulations d'écoulement en lit composé, permettant notamment de prendre des transferts de masse en régime non-uniforme (Proust et al. (2010) [114]) ou résultant d'expérience en chenal non prismatique (Rezaei et Knight (2010) [118]). Ces formulations présentent des avantages et des inconvénients qui ne seront pas discutés dans ce travail de thèse, le choix du code calcul ayant été explicité dans le chapitre 1.

## 7.4 Présentation du code de calcul sédimentaire COURLIS

### 7.4.1 Principes et hypothèses

Le LNHE développe depuis les années 1990 le code hydrosédimentaire COURLIS (Bertier, 2002 [11], 2004 [10]). Ce code numérique permet de modéliser en une dimension le transport des vases et des sables ainsi que les modifications du fond dans des écoulements variés. Dans les paragraphes suivants ne seront présentées que les équations et hypothèses relatives au transport des vases, car seul ce module a été utilisé et développé dans ce travail de thèse. La version du code présentée ici est la version 5.2, qui est la version initiale disponible au début du travail de thèse. Les développements des chapitres suivants ne seront donc pas annoncés ici. Un certain nombre d'hypothèses ont été formulées de façon à simplifier la mise en équation des phénomènes physiques, et celles-ci apparaissent dans la formulation des processus au sein du code COURLIS.

#### 7.4.1.1 Hypothèses hydraulique

Les hypothèses utilisées pour le calcul de l'hydraulique sont en majeure partie celles nécessaires pour les noyaux de calcul REZO (calcul fluvial non-permanent) ou MASCARET (calcul fluvial ou torrentiel non-permanent). Elles ont été présentées dans le paragraphe précédent. De plus, il faut ajouter les restrictions suivantes propres au logiciel COURLIS :

- la modélisation des cours d'eau ne considère qu'un lit mineur dans la version disponible au début des travaux de thèse ;
- le modèle étudié devra comporter un bief unique. COURLIS ne prend pas en compte les réseaux ramifiés ou maillés. Par contre, la possibilité d'introduire des apports hydrauliques latéraux subsiste.

#### 7.4.1.2 Hypothèses sédimentaires

L'étude du transport hydrodynamique des sédiments fins cohésifs en suspension légitime les hypothèses suivantes :

- le profil de concentration sur la verticale est peu différent d'un profil uniforme de telle sorte que les mécanismes d'échange avec le fond peuvent être représentés par la concentration moyenne ;

- le transport est insaturé et la capacité de transport de l'écoulement est supposée infinie. Le flux d'érosion ne dépend que de la contrainte hydrodynamique et de la nature du matériau ;

- le tassement et la consolidation des sédiments fraîchement déposés ne sont pas pris en compte. Cela reste valable lorsque les temps simulés ne dépassent pas la semaine.

Enfin, les hypothèses supplémentaires suivantes sont également formulées :

- il n'y a pas de couplage fort entre l'hydrodynamique et le transport. L'hydraulique, calculée avec un pas de temps $\Delta t_H$, est supposée valable pendant un pas de temps $\Delta t_S$ à l'intérieur duquel le transport sédimentaire est étudié. Cela équivaut à dire que l'évolution des fonds est supposée lente pour ne pas provoquer de fortes variations des caractéristiques hydrodynamiques. A l'intérieur d'un intervalle $\Delta t_S$, le couplage entre hydraulique et sédimentologie est supprimé ; seul subsiste un forçage hydraulique pour l'évolution sédimentaire. Cette approche comporte des limites notamment dans le cas des situations rapidement variables, et lorsque les modifications du fond ne sont pas négligeables par rapport à la hauteur d'eau. L'utilisateur, qui définit la fréquence de couplage, doit donc accorder une attention particulière au choix de la fréquence de couplage hydro-sédimentaire ;

- le dépôt, l'érosion ou la rupture de talus impliquent une variation de la géométrie des fonds. Elle sera calculée de manière 2D, en chaque point d'une section transversale ;

La Figure 7.4 montre la modélisation qui est faite d'une section en travers. La description du bief et des dépôts sédimentaires se fait de manière bidimensionnelle le long de l'axe de l'écoulement. Un nombre fixe de couches sédimentaires est défini dans un bief (5 au maximum). Dans chacune d'elles, les caractéristiques sédimentaires sont supposées homogènes (concentration, contrainte critique d'érosion, coefficient d'érodabilité). L'épaisseur de ces couches peut varier suivant la direction transversale ou longitudinale. COURLIS permet donc de calculer la variation temporelle des points qui définissent le profil de la Figure 7.4. La première couche est réservée au dépôt des vases en cours de calcul, la deuxième au dépôt des sables. Elles ne sont cependant pas nécessairement vides au début de la simulation.

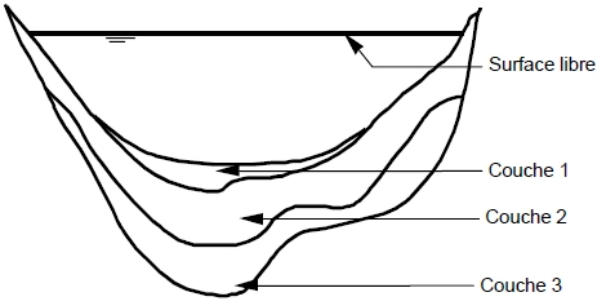



FIGURE 7.4 – Vue d'un profil en travers. Description en plusieurs couches sédimentaires

### 7.4.2 Modélisation du transport des vases

#### 7.4.2.1 Equation de transport

Dans COURLIS, l'Équation 7.30 est utilisée pour le transport en suspension des vases. Les termes source $Q_{Sources}$ prennent en compte les phénomènes d'érosion, de dépôt, d'éboulement de talus et d'apports latéraux. On peut ainsi les écrire sous la forme : $Q_{Sources} = Q_{Erosion} - Q_{Dépôt} + Q_{Talus} + Q_{Apports}$. Les différents termes sont détaillés dans les paragraphes suivants. Les variables hydrauliques de débit et de surface mouillée $Q$ et $S$ sont calculées par le code de calcul MASCARET par la résolution des équations de Saint-Venant. La connaissance des flux surfaciques de dépôt et érosion nécessite le calcul de la contrainte de cisaillement locale. Ceci est réalisé en chaque point définissant une section de calcul à partir des caractéristiques moyennes de l'écoulement complétées par les hypothèses suivantes :

- la cote de la surface libre est constante dans une section ;
- la pente de la ligne d'énergie est la même dans toute la section.

La contrainte locale s'exprime, en utilisant la relation de Manning Strickler, par :

$$\tau(y) = \rho g H(y) J = \frac{\rho g H(y) U^2}{K_p^2 R_h^{4/3}} \tag{7.52}$$

où $H(y)$ est le tirant d'eau local (en m) au point d'abscisse transverse y, $U$ la vitesse moyenne dans la section en travers, $R_h$ le rayon hydraulique (en m) et $K_p$ la rugosité du fond (rugosité de peau) ($m^{1/3}$ $s^{-1}$), différente de $K_s$ le coefficient frottement de Strickler utilisé dans le calage hydraulique, afin de prendre en compte une contrainte de cisaillement efficace pour ces sédiments fins dont le rapport avec l'écoulement est différent des grandeurs macroscopiques (Bertier et Bouchard, 2008 [14]). Ceci amène à une modélisation 2D de l'évolution des fonds (par la prise en compte du tirant d'eau local H(x,y)). Chaque point de maillage transverse a donc une cote variable suivant le dépôt et l'érosion qu'il voit effectivement. Ce calcul reste simplifié, et d'autres méthodes de calcul de la contrainte locale sont possibles (El Kadi Abderrezzak (2006)[35]).

#### 7.4.2.2 Equations pour les termes sources de dépôts et d'érosion

Ces termes représentent les flux linéaires de dépôt, d'érosion et, dans certains cas, de remobilisation par éboulement. Ces valeurs résultent de l'intégrale le long d'une section en travers des flux surfaciques correspondants. Par exemple pour le dépôt :

$$Q_{\text{dépôt}}(x) = \int_{largeur} q_{\text{dépôt}}(x, y)dy \tag{7.53}$$

où $q_{\text{dépôt}}$ est le flux surfacique de dépôt (kg m$^{-2}$ s$^{-1}$) et $y$ la direction normale à l'axe de l'écoulement. La loi de dépôt utilisée dans COURLIS est la loi de Krone [71]. Pour $\tau(y) < \tau_{cd}$, elle s'écrit :

$$q_{\text{dépôt}} = W_s C \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}}\right) \tag{7.54}$$

où $\tau_{cd}$ est la contrainte critique de dépôt (Pa) et $W_s$ la vitesse de chute des vases supposée constante (m/s). Cette hypothèse de vitesse de chute constante peut être mise à défaut dans certains cas. Dans le cadre de cette thèse, cette hypothèse est discutée au Chapitre 10.

L'érosion est calculée suivant la loi de Parthéniades [109], $\tau(y) > \tau_{ce}$ :

$$q_{\text{érosion}} = M \left(\frac{\tau}{\tau_{ce}} - 1\right) \tag{7.55}$$

où $\tau_{ce}$ est la contrainte critique de d'érosion (Pa) et $M$ le coefficient d'érodabilité supposé constant par couche (kg m$^{-2}$ s$^{-1}$)

#### 7.4.2.3 Equation pour l'évolution des fonds

Pour le dépôt, la vase sédimente à la concentration $C_s(1)$ qui est la concentration de la première couche sédimentaire. La hauteur de vase déposée pendant un temps $\Delta t$ est déterminée par intégration de la formule :

$$\frac{\partial h_{\text{dépôt}}}{\partial t} = \frac{q_{\text{dépôt}}(t)}{C_s(1)} \tag{7.56}$$

Dans le cas discrétisé, cette équation s'intègre immédiatement en :

$$\Delta h_{\text{dépôt}} = \frac{q_{\text{dépôt}}(t)\Delta t}{C_s(1)} \tag{7.57}$$

Pour l'érosion, le calcul est un peu plus complexe. La hauteur de vase érodée est donnée par intégration pendant un temps DTV de la relation :

$$\frac{\partial h_{\text{érosion}}}{\partial t} = \frac{q_{\text{érosion}}(t, h)}{C_s(h)} \tag{7.58}$$

Le flux est écrit $q_{\text{érosion}}(t, h)$ car il dépend du temps mais également des caractéristiques des sédiments érodés. La résolution de cette équation dans chaque section de calcul nécessite de vérifier si une couche sédimentaire est érodée totalement ou partiellement. Dans le premier cas, il est nécessaire d'étudier les couches inférieures, d'évaluer s'il peut y avoir érosion (la contrainte critique a changé) et si celle-ci est totale ou partielle. La variation de la cote des fonds érodés pendant un temps $\Delta t$ peut être synthétisée par la formule :

$$\Delta h_{\text{érosion}} = -\left(h_1 + ... + h_{k-1} + \frac{q_{\text{érosion}}(t)\Delta t_1}{C_s(k)}\right) \tag{7.59}$$

Dans cette dernière formule, les couches 1 à k-1 on été érodées totalement pendant un temps $\Delta t - \Delta t_1$ (hi représente l'épaisseur de la couche i). La couche k est érodée partiellement pendant le temps $\Delta t_1$ .

#### 7.4.2.4 Evolution des talus

La contrainte augmente avec le tirant d'eau, ce qui entraîne un creusement du chenal au point le plus bas, point où la contrainte est la plus forte, de ce fait, le chenal ne s'élargit pas, comme le montre la Figure 7.5. Il se forme donc un chenal aux pentes latérales très importantes.

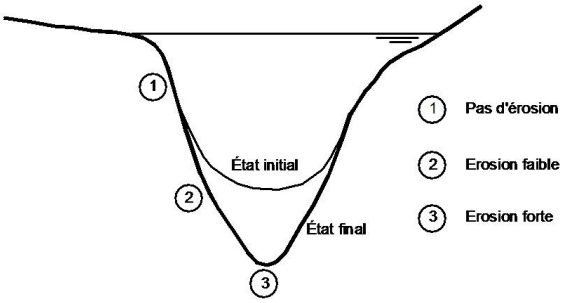



FIGURE 7.5 – Evolution schématique du chenal avec COURLIS, sans éboulement de talus (Bertier, 2004 [10])

Il manquait donc dans le logiciel COURLIS la prise en compte d'autres phénomènes physiques, comme l'érosion des berges qui peut être représentée par un mécanisme d'instabilité de talus immergé. Il a donc été introduit un modèle de pente de stabilité, au delà de laquelle la partie supérieure du lit est automatiquement remis en suspension. Le modèle de rupture de talus à l'aide d'une pente critique reste simpliste et non réaliste dans le cas de larges talus de vases hétérogènes. Dans la réalité, la stabilité des berges ne peut être prise en compte à l'aide de ce seul paramètre. Les mécanismes d'éboulements sont plus nombreux et complexes (rupture suivant un cercle de glissement par exemple). De plus, avec une telle modélisation, l'état initial de la retenue peut être instable, ce qui provoque la remobilisation instantanée d'une partie des sédiments.

Une étude avait pour cela été menée dans le cadre d'une thèse avec l'université de Nantes - Saint-Nazaire (Marot, 2005 [94]), afin de mieux connaître ce phénomène géotechnique. Un modèle plus complexe a été défini et appliqué. Cependant, au regard de la physique d'évolution morphologique du site le long de 120 km de rivières, qui concerne essentiellement des bancs de galets, ces développements complexes ne seront pas utilisés dans ce travail de thèse.

### 7.4.3 Résolution numérique et couplage hydro-sédimentaire

#### 7.4.3.1 Résolution numérique de la partie hydraulique

Deux des trois noyaux de calculs hydrauliques de MASCARET sont utilisables avec COURLIS :

Le premier, REZO, résout les problèmes hydrauliques pour des écoulements fluviaux non permanents. La résolution temporelle des équations est une résolution de type Crank-Nicholson (ou $\theta$- schéma) : il s'agit d'une pondération par le paramètre $\theta$ d'une résolution temporelle explicite et d'une résolution temporelle implicite. La discrétisation des équations hydrodynamiques aboutit à un système linéaire tri-diagonal, résolu grâce à la méthode du double balayage.

Le second est le noyau transcritique de MASCARET, qui permet de prendre en compte le changement de nature de l'écoulement, et peut ainsi prendre en compte des transitions fluvial / torrentiel, des transitions torrentiel / fluvial avec prise en compte d'un ressaut hydraulique et des ondes de diffusion. Le schéma utilisé est un schéma de résolution aux volumes finis basés sur l'écriture intégrale du bilan de masse et de quantité de mouvement sur une cellule $[x_{i-1/2},\ x_{i+1/2}]$. Plus particulièrement, un schéma basé sur un calcul aux interfaces de Riemann de type approché est réalisé, et plus précisément un schéma de Roe (Roe, 1981 [121]).

Le noyau de calcul transcritique, qui résolvait d'abord les équations de façon explicite en temps, a été par la suite implicité, permettant ainsi de lever la contrainte de Courant sur le pas de temps utilisé. La contrainte de Courant pour le calcul hydraulique est une condition de stabilité lié à la résolution explicite des schémas numériques, et peut s'écrire dans ce cas là :

$$\Delta t_H \leq \frac{\Delta x}{U + \sqrt{gH}} \tag{7.60}$$

où $\Delta t_H$ est le pas de temps de calcul hydraulique et $\Delta x$ le pas d'espace défini par le maillage. L'implicitation du schéma de résolution permet de gagner en temps de calcul de façon considérable, mais peut entrer en conflit avec la résolution des termes sources et des conditions aux limites, qui eux sont traités de façon explicite.

#### 7.4.3.2 Résolution numérique de l'équation de transport

De façon schématique, l'équation de transport s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial SC}{\partial t} + CV(C) - DIF(C) = Q_{Source}(C) \tag{7.61}$$

où $CV$ est l'opérateur de convection et $DIF$ l'opérateur de diffusion. Dans COURLIS, cette équation est résolue par la méthode des pas fractionnaires (Yanenko, 1968 [153]). Connaissant la concentration en MES $C$ à l'instant $n$ notée $C^n$, $C^{n+1}$ sera déterminée en séparant en deux étapes la résolution de l'Équation 7.61 par l'introduction d'un pas de temps fictif noté $'$. L'étape de convection :

$$\frac{(SC)' - (SC)^n}{\Delta t_S} + CV(C^n) = 0 \tag{7.62}$$

est résolue avant l'étape de diffusion :

$$\frac{(SC)^{n+1} - (SC)'}{\Delta t_S} - DIF(C^{n+1}) = Q_{Source}(C^n) \tag{7.63}$$

On peut noter que la concentration intervenant dans les termes sources (en l'occurrence dans le terme de dépôt) est calculée à l'issue de l'étape de convection.

**7.4.3.2.1 Résolution de l'étape de convection** La résolution de la convection est la partie la plus délicate. Les schémas convectifs apportent généralement une diffusion numérique qui s'ajoute à la diffusion naturelle. De plus, un schéma peu diffusif sera généralement instable. Il faut donc savoir trouver un compromis entre ces deux défauts. Un schéma aux caractéristiques en convection faible avait d'abord été retenu. Si cette méthode de résolution présente certains avantages, comme une diffusion numérique contrôlée ainsi qu'une non-limitation au nombre de Courant, il n'en reste pas moins que cette méthode génère des valeurs de concentrations négatives.

De plus, certaines études d'envasement dans des retenues nécessitent des calculs sur le long terme, avec une nécessité de quantifier la masse de sédiment avec exactitude. Il est donc apparu le besoin d'utiliser un schéma numérique particulièrement conservatif, et le choix a donc été de développer des schémas numériques de type Volumes Finis. Un schéma Volumes Finis simple de convection (à l'ordre 1) sert de base aux autres d'ordres plus élevés (ordre 2 et 3). L'étape de convection est discrétisée sous la forme suivante (Figure 7.6) :

$$(SC)_i^{n+1} = (SC)_i^n + \frac{\Delta t_S}{\Delta x}\left(f_{i+1/2} - f_{i-1/2}\right) \tag{7.64}$$

où $f_{i+1/2}$ et $f_{i-1/2}$ représente respectivement les flux aval et amont de la maille $i$.

Le schéma qui va servir de base aux autres schémas étudiés d'ordre supérieur est un schéma décentré amont d'ordre 1 : Godunov's First-Order Upwind Method (Godunov, 1959 [45]). La montée en ordre des schémas Volumes Finis s'est faite à partir de cette structure, avec comme méthode générale la méthode dite MUSCL pour Monotone Upstream-centred Scheme for Conservation Laws (Van Leer, 1985 [137]). Les difficultés inhérentes à ce gain de précision sont concentrées dans l'évaluation des flux. Puis pour pallier aux oscillations non physiques produites parfois par ces schémas d'ordre 2 et 3, un

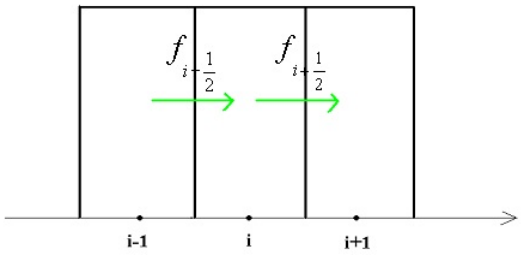



FIGURE 7.6 – Schéma numérique de type Volumes Finis

limiteur de pente de type SuperBee (Toro, 1997 [135]) a été ajouté à ces résolutions, rendant ainsi impossible la production de concentrations négatives. La résolution temporelle associée à ce schéma est de type Euler explicite, et la contrainte de Courant s'exprime pour le calcul sédimentaire par :

$$\Delta t_S \leq \frac{\Delta x}{U} \tag{7.65}$$

**7.4.3.2.2 Résolution de l'étape de diffusion** Seul le terme source lié au dépôt dépend de la concentration. Il est calculé de manière explicite comme les autres. L'équation discrétisée est alors résolue par un schéma aux différences finies classique décentré amont, et la résolution temporelle se fait à l'aide d'un $\theta$-schéma, avec $\theta = 0.75$ (Antoine, 2010 [7]).

La condition aux limites amont est une condition de Dirichlet : la concentration est donc donnée. La condition aux limites aval est une condition de Neumann : le flux de sortie est imposé, en particulier la concentration de la dernière maille est égale à la concentration de l'avant dernière maille. Le problème revient finalement à inverser un système linéaire tridiagonale, relativement aisé à résoudre (la méthode de double balayage basée sur l'algorithme de THOMAS est utilisée (Thomas, 1949 [134])).

#### 7.4.3.3 Couplage des modules hydrauliques et sédimentaires

L'hydrodynamique est calculée par MASCARET avec un pas de temps $\Delta t_H$ pendant $N_H$ itérations. Les variables hydrauliques nécessaires aux calculs sédimentaires sont ensuite communiquées aux sous-routines de calcul sédimentaire en paramètres d'entrée. Le calcul sédimentaire s'effectue alors pendant $N_S$ itérations, avec un pas de temps $\Delta t_S$ défini par la relation :

$$\Delta t_S = \frac{N_H}{N_S} \Delta t_H \tag{7.66}$$

Ainsi, les deux paramètres $N_H$ et $N_S$, qui sont choisis par l'utilisateur, permettent de déterminer la fréquence de couplage entre le calcul hydrodynamique et le calcul de transport sédimentaire. Cette méthode est représentée schématiquement sur la Figure 7.7.

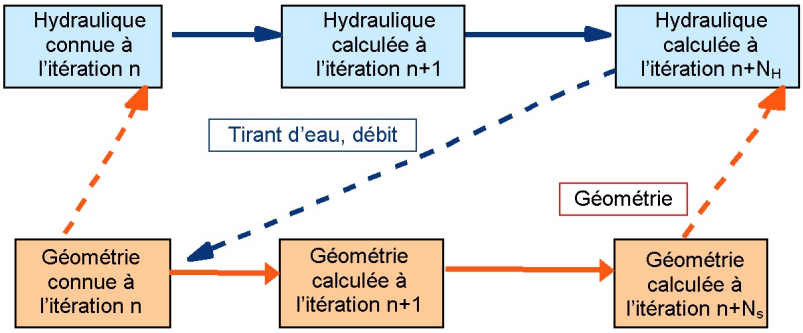



FIGURE 7.7 – Couplage hydro-sédimentaire entre COURLIS et MASCARET

Ce couplage peut s'avérer particulièrement intéressant dans des cas où l'hydraulique évolue plus vite que les phénomènes sédimentaires, et inversement. Par exemple, dans ce travail de thèse, les évolutions du fond en rivière se feront sur des faibles hauteurs par rapport à la hauteur d'eau et de façon relativement lente par rapport aux variations de débits, notamment en chasse. Cela permet de garder une certaine liberté de couplage, notamment pour diminuer le temps de calcul.

## 7.5 Conclusion

Dans ce chapitre, la mise en équation du transport de MES unidimensionnel en rivière a été présentée. Ces équations sont résolues par les codes de calcul MASCARET et COURLIS. Pour compléter cette présentation, les spécificités des deux codes ont également été présentées : la formulation Debord pour le calcul hydraulique en lit composé, et les termes sources de dépôt et d'érosion pour le calcul sédimentaire, modélisés respectivement par la loi de Krone et de Parthéniades. Enfin, les schémas numériques développés dans ces codes pour résoudre les équations de transport ont été brièvement présentés, et leur avantages et inconvénients discutés.

Chapitre 8

# Construction du modèle hydraulique et application aux chasses de barrage

## Sommaire


**8.1 Introduction** . . . . . **196**
**8.2 Données topographiques, géométrie et maillage** . . . . . **196**
8.2.1 Données disponibles . . . . . 196
8.2.2 Analyse des profils en travers . . . . . 198
8.2.3 Interpolation et construction du maillage . . . . . 200
**8.3 Construction du modèle hydraulique** . . . . . **202**
8.3.1 Choix des conditions aux limites . . . . . 202
8.3.2 Définition des apports . . . . . 202
8.3.3 Calcul de la condition initiale . . . . . 203
**8.4 Calage et résultats du modèle hydraulique** . . . . . **203**
8.4.1 Paramètres numériques . . . . . 203
8.4.2 Calage du modèle . . . . . 204
8.4.3 Analyse des résultats pour les chasses de barrage de 2010 et 2011 208
**8.5 Conclusions** . . . . . **212**

# 8.1 Introduction

Dans cette partie, la construction du modèle est détaillée. Les différentes données topographiques issues de campagnes de mesures sont d'abord présentées et sélectionnées. A partir de ces données topographiques, la géométrie du modèle numérique est définie. Une méthode d'interpolation des profils en travers est développée et appliquée. Les différentes étapes de la construction du modèle hydraulique sont ensuite détaillées : le choix des conditions aux limites est présenté de même que la définition des apports latéraux et les conditions initiales du modèle. Le modèle hydraulique est ensuite calibré sur les chasses de 2011 et 2010, et les résultats du modèle sont analysés.

# 8.2 Données topographiques, géométrie et maillage

## 8.2.1 Données disponibles

### 8.2.1.1 Campagnes de mesures topographiques

Des campagnes de mesure topographiques ont été réalisées le long de l'Arc et de l'Isère, par plusieurs opérateurs et avec des objectifs de mesure différents. Ces données topographiques ont parfois été analysées et complétées pour des études spécifiques. Dans le cas de l'Isère, les données topographiques ont été réalisées ou commanditées par deux organismes différents : la Direction Départementale des Territoires (DDT) de Savoie pour le tronçon amont de l'Isère, et le Syndicat Mixte des bassins hydrauliques de l'Isère (SYMBHI). Les campagnes de mesures réalisées à la demande du SYMBHI sont au nombre de 9 et sont réparties entre le mois de juin 2006 et le mois d'avril 2009. Au total, plus de 400 profils en travers ont été mesurés sur ce tronçon long de 40 km environ, soit une densité moyenne de 1 profil en travers tous les 100 m. Il est possible de distinguer deux grandes périodes de mesures pour l'ensemble de ce tronçon : avant et après la crue de mai 2008. Pour chacune de ces périodes, la densité de profils disponibles est comparable. L'analyse détaillée des profils en travers révèle en outre d'importantes disparités de densité de profils par tronçon. Ainsi, certains profils sont espacés de plus de 500 m tandis que d'autres sont espacés de seulement 30 m.

Les campagnes de mesures réalisées par la DDT Savoie concernent le bief amont de l'Isère du site d'étude, entre la confluence Arc-Isère et la limite départementale qui sépare l'Isère de la Savoie. Sur ce tronçon, une centaine de profils en travers ont été mesurés en moyenne en 2006, en 2008 et en 2010. En complément, un levé LIDAR a été réalisé en 2010 sur ce tronçon à la demande d'EDF, permettant ainsi de disposer de données supplémentaires concernant la géométrie hors d'eau au moment du levé LIDAR. L'ensemble de ces données ont été analysées dans Dall'Osto (2012) [25]. En particulier, des profils en travers mesurés sur ce tronçon en 2010 ont été complétés à l'aide des données LIDAR mesurées à la même période, et c'est au total 135 profils en travers issus de mesures topographiques et LIDAR de 2010 qui sont disponibles et pré-travaillés sur ce tronçon d'environ 20 km.

Concernant le lit de l'Arc, plusieurs campagnes de mesure topographiques ont également été réalisées, en particulier entre 2006 et 2012. Deux séries de mesures ont été réalisées à la demande du Syndicat des Pays de Maurienne en 2006 et en 2008 après la crue de mai. Sur le tronçon d'étude 36 profils en travers ont été mesurés pendant ces campagnes. La densité de profils mesurés sur l'Arc est donc beaucoup plus faible que sur l'Isère, alors que l'Arc présente une pente moyenne plus importante, associée à de fortes variations locales. Pour compléter ce jeu de données, une campagne de mesure supplémentaire a été réalisée en 2012. Ainsi, 35 profils supplémentaires ont été mesurés sur l'Arc entre le barrage de SMLP et la confluence Arc-Isère. Ces trois campagnes de mesures de 2006, 2008 et 2012 ont en outre été réalisées par le même bureau d'étude Mesur'Alpes. A ces trois campagnes de mesure, il est possible d'ajouter des levés topographiques réalisés sur un tronçon d'environ 5 km au niveau de la commune de Sainte Marie de Cuines (site A5), en partie dans le cadre de la thèse de M. Jaballah (2010-2013) [58] à l'IRSTEA.

Contrairement aux autres mesures topographiques, la campagne de mesure réalisée sur l'Arc en 2012 a été réalisée dans le cadre de ce travail de thèse par la même société de géomètres Mesur'Alpes. Ainsi, il a été possible, via la rédaction d'un cahier des charges détaillé, de définir les zones de mesure plus précisément et conformément aux objectifs du travail de thèse. En particulier, la topographie des sites remarquables de l'Arc étudiés à la fin du chapitre 6 a été mesurée précisément. Dans le cas de la présence d'un banc latéral par exemple, un profil a été mesuré au début du banc, un second au niveau de la largeur maximale du banc et un dernier au niveau de la fermeture du banc. De la même façon, les mesures de profil ont été densifiées là où il manquait des données pour la campagne de 2008. Enfin, les mesures réalisées sur le tronçon de rivière au niveau du site de mesure A5 ont été réalisées directement, et ont ainsi bénéficié d'un niveau de détail plus fin.

#### 8.2.1.2 Choix du jeu de données

A partir de ces données, un tri à été effectué. Le jeu de données permettant de construire le modèle a été défini de telle manière qu'il soit le plus complet et le plus homogène possible. De plus, un des objectifs de ce travail de thèse est de construire un modèle numérique opérationnel, utilisable pour des études d'impact de scénario de gestion d'ouvrages hydro-électriques. Ces deux contraintes convergent vers l'option de choisir une géométrie la plus récente possible. En effet, les campagnes de mesure les plus récentes réalisées sur le site d'étude sont souvent les plus détaillées.

Dans ce cadre, un jeu de données a été constitué à partir de campagnes de mesure postérieures à la crue de mai 2008, qui a occasionné des changements morphologiques importants sur le lit de l'Arc comme sur celui de l'Isère. Ainsi, pour le lit de l'Isère dans la partie aval du tronçon étudié, c'est-à-dire sur le tronçon localisé dans le département de l'Isère, les mesures de trois campagnes réalisées en décembre 2008 et en avril 2009 ont été choisies pour construire la géométrie du modèle. Sur la partie savoyarde du tronçon de l'Isère, les profils construits par Dall'Osto (2012) [25] à partir de données mesurées en 2010 et du levé LIDAR de 2010 ont été choisis. Enfin, pour la géométrie du lit de l'Arc, la campagne de mesure de 2008 réalisée après la crue de mai a été complétée par

la campagne de mesure de 2012, ainsi que des mesures complémentaires réalisées en 2011 sur le tronçon de 5 km, à proximité du site de mesure A5. Pour l'Arc le jeu de données est constitué des mesures réalisées par Mesur'Alpes en 2012 et 2008, ainsi que des mesures réalisées directement dans le cadre de la thèse.

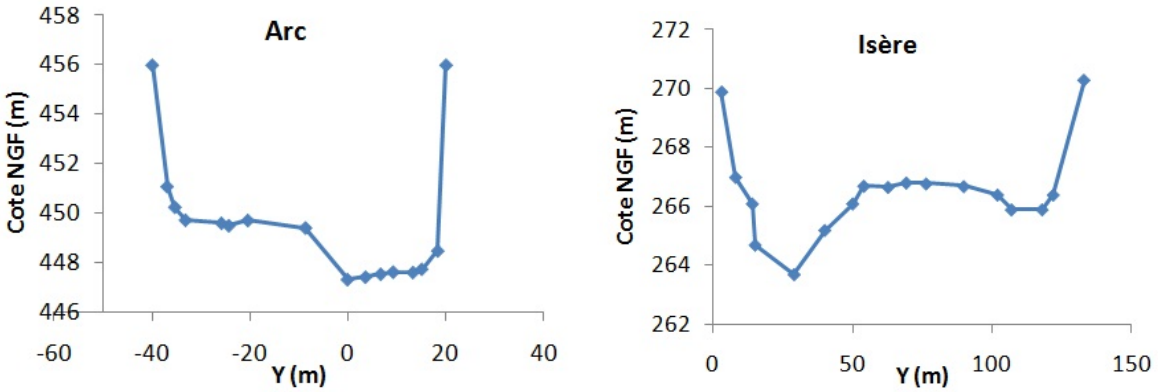
Par ailleurs, afin d'homogénéiser le nombre de profils par tronçon et de limiter le temps de traitement des profils en travers, les profils de la partie aval de l'Isère ont été ré-échantillonnés en respectant la contrainte expliquée ci-dessus permettant de rendre compte des bancs latéraux. Ainsi, 125 profils en travers ont été ré-échantillonnés sur le tronçon aval de l'Isère, 135 ont été utilisés sur la partie Isère amont et au total 95 profils en travers ont été utilisés pour définir la géométrie du lit de l'Arc.

### 8.2.2 Analyse des profils en travers

Les profils en travers sélectionnés pour constituer la géométrie du modèle sont disponibles soit sous la forme de semis de points tridimensionnels géoréférencés, soit sous la forme de données des cotes dans la dimension transverse et d'une donnée spatiale relative à la position du profil dans le lit de la rivière. Les semis de points ont été projetés selon un axe transverse, perpendiculaire à l'écoulement de la rivière. Pour les données de mesure concernant l'Arc, chaque profil mesuré a été fourni avec un point et un angle de référence, servant à définir cet axe de projection. Pour les profils mesurés sur la partie aval de l'Isère, un axe de projection a été défini par visualisation des données géoréférencées sur un fond de carte IGN. Le logiciel HYPACK de traitement de l'information géographique a été utilisé pour projeter ces semis de points sur des cartes IGN. Cette projection a permis de définir les axes de projections qui n'avaient pas été renseignés, et de calculer les positions relatives des différents profils mesurés le long de la rivière. A l'issue de ce traitement, les profils en travers sont disponibles sous la forme de données de cote NGF en m des points topographiques mesurés dans la section transverse, ainsi que d'une donnée de position longitudinale. A titre d'exemple, la Figure 8.1 présente deux exemples de profils en travers.

La Figure 8.1a présente un profil en travers typique de l'Arc mesuré à la position $PK = -33.5$ km, et la Figure 8.1b un profil en travers typique de l'Isère mesuré à la position $PK = 10.5$ km. On remarque dans ces deux cas une forme caractéristique propre aux systèmes de bancs alternés : un chenal principal inondé la plupart du temps, et un banc de galet ou de sable surélevé par rapport à ce chenal principal, et qui est hors d'eau la plupart du temps. Ces bancs peuvent aussi bien être fortement végétalisés que constitués uniquement de galets grossiers.

La plupart de ces données qualitatives de revêtement des bancs de galets sont disponibles, pour chaque profil en travers. Ce type d'information est subjectif, et propre à une saison considérée. Dans ce travail, des tendances globales, homogènes par tronçon ont été dégagées : en cas d'absence de données précises associées à la mesure d'un profil ou de données qualitatives recueillies sur le terrain, un profil a été simplement qualifié de végétalisé ou non. Ces données qualitatives ont ainsi servi d'une part à définir la limite




(a) (b)

FIGURE 8.1 – Exemples de profils en travers mesurés sur l'Arc (a) et sur l'Isère (b), convertis en abscisse / cote. Les échelles sont différentes sur les deux graphiques.

entre le lit mineur et le lit majeur sur chaque profil, mais également à paramétrer le modèle hydraulique.

Enfin, la Figure 8.2 présente les positions longitudinales des plus basses cotes mesurées dans chaque profil en travers. Pour information, les sites de mesures présentés dans le chapitre 3 de ce manuscrit sont également représentés sur ce profil en long.

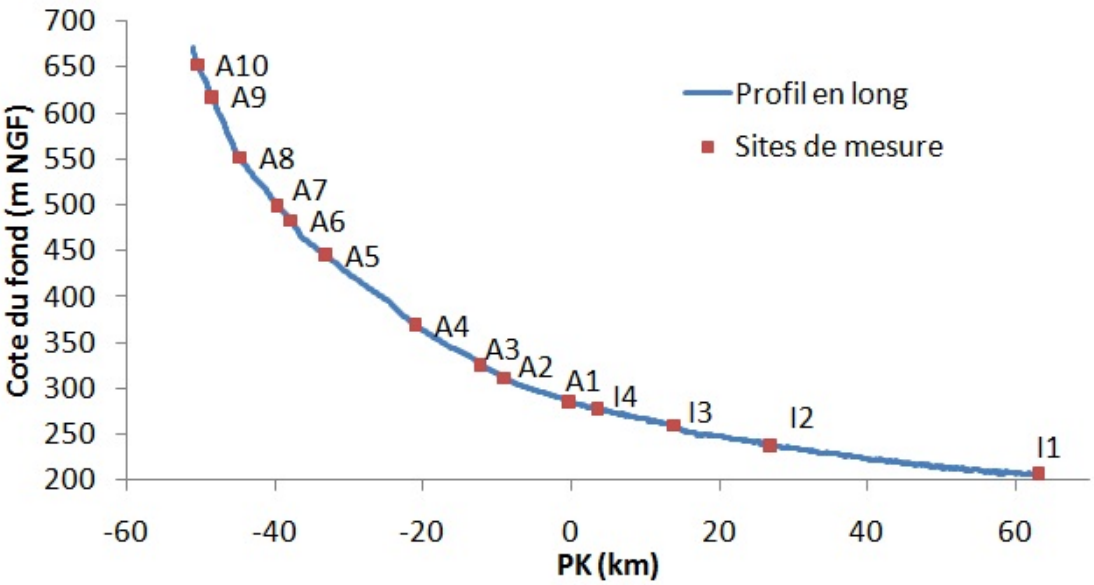



FIGURE 8.2 – Profil en long des points bas de tous les profils en travers mesurés sur l'Arc (abscisses négatives) et l'Isère (abscisses positives)

On remarque nettement sur la Figure 8.2 la différence de pente entre l'Arc et l'Isère, caractérisée par une nette convexité du profil en long.

### 8.2.3 Interpolation et construction du maillage

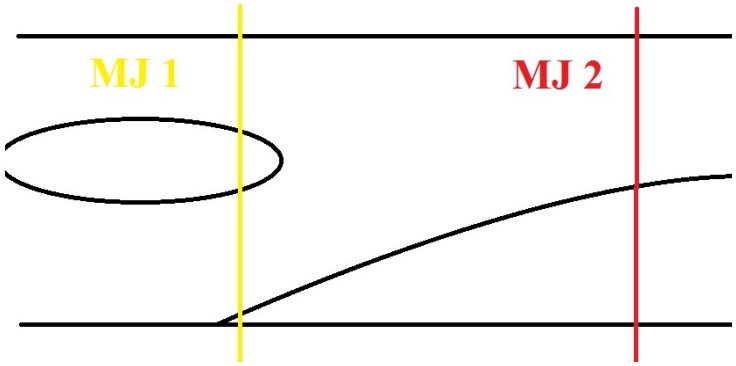
Pour construire le maillage de la modélisation hydraulique, une étape supplémentaire d'interpolation des profils est nécessaire. En effet, les profils en travers mesurés sont distribués le long de la rivière de façon inhomogène, et il convient de pouvoir maitriser le pas de maillage, afin d'obtenir une solution optimale.

Pour interpoler les profils en travers, plusieurs méthodes existent. La méthode d'interpolation utilisée automatiquement par MASCARET, et plus généralement dans la mise en place des données pour des calculs hydro-sédimentaires avec COURLIS, consiste à interpréter un profil comme une fonction représentant la largeur du profil en fonction de la hauteur (appelée courbe de planimétrage). Ces courbes de planimétrage sont interpolées dans l'espace longitudinal point à point, et les courbes de planimétrage interpolées sont transformées en profils en travers. Cette méthode ne permet pas de conserver de façon satisfaisante certaines formes du lit de la rivière, comme les îles et les bancs avec des chenaux secondaires.

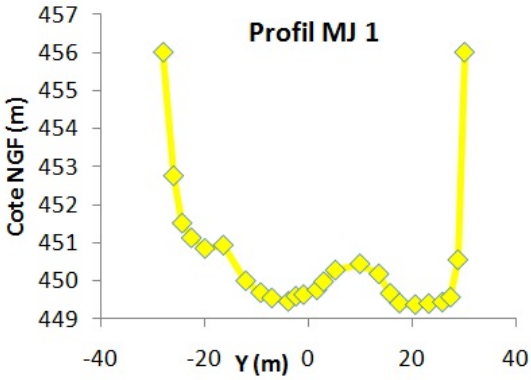
Une des particularités de COURLIS est sa capacité à prendre en compte les phénomènes de dépôt et d'érosion dans la dimension transverse de l'écoulement, via un calcul de la contrainte de cisaillement en fonction le tirant d'eau local. Il apparaît donc nécessaire de reproduire correctement la géométrie interpolée, et en particulier de conserver les formes remarquables du lit de la rivière. Ainsi, un programme SCILAB a été écrit pendant la thèse pour réaliser cette étape d'interpolation des profils en travers, selon une méthode classique de lignes directrices ou de contrainte. L'algorithme est précisé en Annexe C.

A titre d'exemples, la méthode appliquée à deux profils successifs est présentée en Figure 8.3. Ces deux profils, séparés de 350 m, sont situés sur l'Arc au voisinage du site de mesure A5. On peut voir sur le profil nommé ici MJ1 la fin d'une île au milieu du chenal principal ainsi que le début d'un banc de galet latéral en rive droite. Sur le profil aval MJ2, l'île au milieu du chenal principal n'est plus visible et le banc de galet s'est élargi. Ainsi, dans cet exemple nous avons $AV_{i-1} = (1; 3; 6; 24; 25)$ pour le profil MJ1 et $AM_i = (1; 3; 8; 15; 16)$ pour le profil MJ2 (notation en Annexe C). De cette façon, le point de mesure qui marque pour chaque profil le bord du banc latéral (8 pour MJ1 et 6 pour MJ2) assure une interpolation selon une ligne directrice qui élargit le banc entre les deux profils. De la même façon, l'île est du profil MJ1 est associée au lit mineur du profil MJ2 et décroît donc progressivement dans la direction du lit principal.

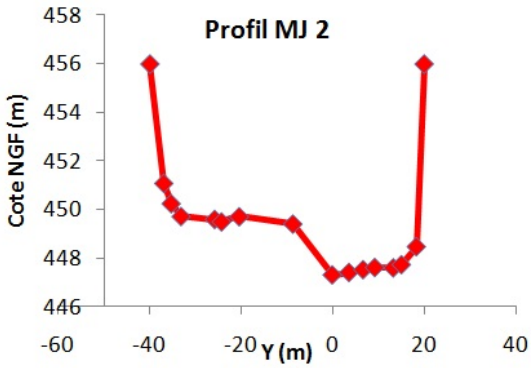
Cette méthode d'interpolation a été appliquée à l'ensemble des 355 profils choisis pour construire la géométrie du modèle. Pour chacun de ces profils, un vecteur contenant l'information relative à la position du lit mineur et du lit majeur a été défini, ainsi que les deux vecteurs d'index amont et aval pour conserver les formes de la rivière. Un maillage de 1 m a été réalisé sur l'ensemble du bief, afin de constituer une bibliothèque de profils en travers disponibles, dans laquelle il a été ensuite possible de sélectionner des profils au pas d'espace voulu.



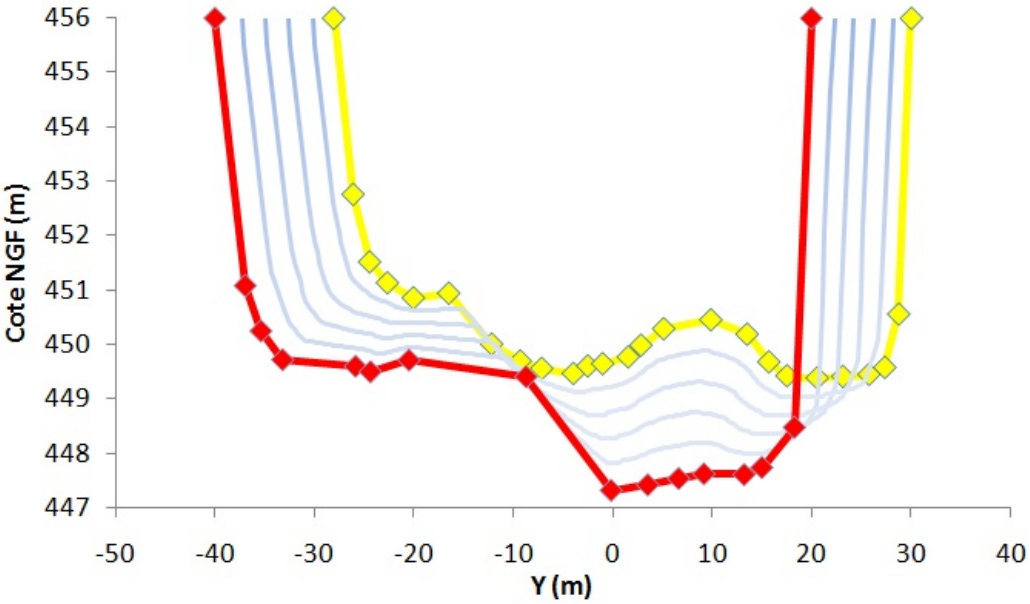

(a)




(b)




(c)




(d)

FIGURE 8.3 – Exemple de deux profils en travers successifs : amont (MJ1) et aval (MJ2) et profils interpolés

## 8.3 Construction du modèle hydraulique

### 8.3.1 Choix des conditions aux limites

Pour modéliser les chasses de barrage de l'Arc, les conditions aux limites suivantes ont été adoptées : en entrée du modèle (condition limite amont), il a été choisi de translater l'hydrogramme mesuré au site de mesure A7, qui est le plus détaillé temporellement, jusqu'au premier profil utilisé dans le modèle, environ 300 m en amont du site de mesure A10. Un décalage temporel de 50 min (mesuré en 2007, 2009 et 2012) a été utilisé pour translater l'hydrogramme sur cette distance d'environ 12 km. Cette méthode implique que les débits seront légèrement surestimés sur le tronçon A10 - A7 par le modèle, car les apports intermédiaires seront déjà intégrés dans l'hydrogramme d'entrée du modèle.

En sortie du modèle, ou condition limite aval, les données de hauteur d'eau mesurée à la station de mesure I1 ont été utilisées.

### 8.3.2 Définition des apports

Concernant les apports intermédiaires, il a été choisi d'en définir trois (Figure 8.4) : l'apport de débit instantané lié à la restitution de l'usine de Randens (noté Qr(t) sur la Figure 8.4), l'apport de débit lié à l'Isère amont (noté Qim(t)) et les apports liés à la restitution du bassin du Cheylas (Qc(t)).

Ces trois apports sont modélisés par des apports latéraux, c'est-à-dire comme des apports de débit sans ajout de quantité de mouvement. Cette hypothèse est une simplification importante, et pourra avoir des effets sur les valeurs de coefficients de frottements utilisés pour calibrer le modèle hydraulique. Néanmoins, modéliser ces apports latéraux par des biefs indépendants aurait nécessité de disposer *a minima* de mesures topographiques des chenaux.

Les débits restitués par l'usine de Randens proviennent de mesures réalisées par les exploitants de l'usine hydro-électrique. Les débits Qim(t) et Qc(t) sont définis comme des valeurs constantes, calculées sur la base de la différence entre les valeurs maximales de débits aux points de mesure de débit encadrant ces apports. Pour 2010, et uniquement dans ce cas là, le débit Qim(t) provenant de l'Isère amont a été modifié pour prendre en compte une variation importante du débit naturel pendant l'évènement de chasse : deux paliers de valeurs constantes ont ainsi été définis.

En appliquant cette méthode, l'hypothèse qui est faite ici de façon implicite est que les autres apports intermédiaires sont regroupés dans les valeurs de débit de ces trois apports latéraux. Cette hypothèse est justifiée dès lors que ces apports intermédiaires sont négligeables par rapport au débit maximum de chasse de barrage, ce qui a été observé à chaque fois.

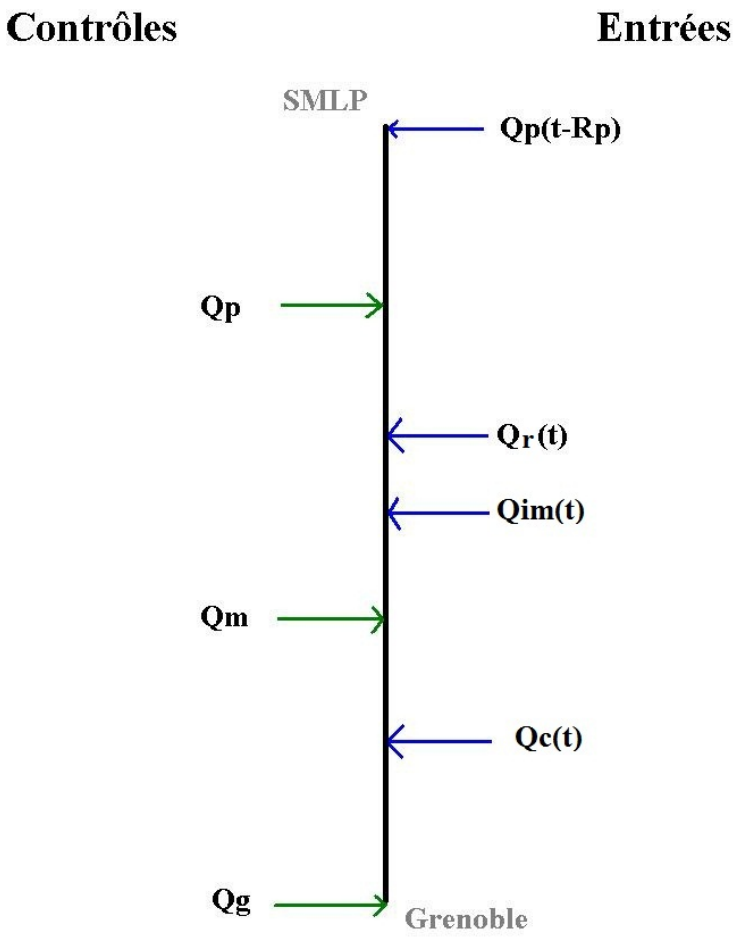



FIGURE 8.4 – Définitions des apports latéraux du modèle hydraulique, et des points de contrôle (notations dans le texte)

### 8.3.3 Calcul de la condition initiale

La condition initiale du modèle a été définie par un calcul hydraulique avec le noyau de calcul permanent de MASCARET, en utilisant simplement les conditions initiales des apports décrits précédemment.

## 8.4 Calage et résultats du modèle hydraulique

### 8.4.1 Paramètres numériques

Les paramètres numériques suivants ont été retenus pour l'ensemble des chasses de barrage : un pas d'espace $\Delta X = 25$ m a été appliqué de façon uniforme sur l'ensemble du bief et un pas de temps de $\Delta T = 4$ s a été choisi pour toute la durée de la simulation. De plus, le noyau de calcul MASCARET a été implicité pour plus de stabilité.

Ces paramètres peuvent sembler très contraignants en première lecture : les pas d'espace et de temps sont très fins, surtout avec un schéma de calcul implicite. Néanmoins, comme il a été souligné dans le chapitre précédent, il n'est pas possible d'impliciter la résolution des termes liés aux apports latéraux dans MASCARET. Or, dans le cas précis des chasses de barrage, et au regard des choix qui ont été fait pour la modélisation des apports latéraux, ces derniers peuvent générer de fortes instabilités. En effet, le débit restitué par l'usine de Randens (prélevé sur l'Isère dans la retenue d'Aigueblanche (Figure 3.1)) est par exemple du même ordre de grandeur que celui mesuré dans l'Arc pendant las chasse de 2011. Cette tendance est accentuée pour le calcul de la condition initiale. Dans ce cas, le débit de l'Arc est de l'ordre de 20 $m^3/s$ alors que le débit restitué par l'usine hydro-électrique est proche de 100 $m^3/s$.

De plus, les pentes élevées du lit de l'Arc, associées aux faibles hauteurs d'eau mesurées sont autant de facteurs supplémentaires expliquant ce besoin de raffiner les paramètres numériques. De la même façon, le fait de disposer d'une topographie relativement détaillée introduit de l'information physique supplémentaire, telle que des ruptures de pente locales très importantes, allant dans le même sens de difficultés croissantes. C'est le cas notamment sur le lit de l'Isère, qui présente une pente moyenne plus faible que sur l'Arc mais des pentes locales très importantes (de l'ordre de 5% au maximum) dues à des alternances locales de seuils et de radiers.

### 8.4.2 Calage du modèle

Le chapitre 4 a montré les variations importantes du débit initial mesuré pendant les différents épisodes de chasse de barrage. En particulier, la valeur maximale de débit mesuré au site de mesure I1 pendant la chasse de barrage de 2011 était de 230 $m^3/s$ et de 400 $m^3/s$ environ pour les chasses de 2010 et 2012. Pendant la chasse de 2011, les bancs alternés présents dans le lit de la rivière ont donc *a priori* été peu inondés, contrairement aux chasses de 2010 et 2012 durant lesquels les bancs de l'Isère l'ont été. Il est donc apparu nécessaire d'adopter une stratégie de calage prenant en compte cette diversité d'écoulements.

La stratégie de calage a donc été la suivante :

- la chasse de 2011 a servi de référence pour caler le modèle dans des conditions de faible débit. Pour cet épisode de chasse, les valeurs de frottement du lit mineur ont ainsi d'abord été calibrées.

- La chasse de 2010 a servi de référence pour caler le modèle dans des conditions de fort débit. Ainsi, les valeurs de coefficient de frottement pour le lit mineur calibrées pour la chasse de 2011 n'ont pas été modifiées, et seules les valeurs de coefficient de frottement pour le lit majeur ont été calibrées.

- Il a enfin été vérifié que les valeurs de coefficients de frottement pour le lit majeur n'affectent pas les résultats de la chasse de 2011.

Les critères de calage aux sites de mesure de débit ont été les suivants :

- la valeur maximale de débit modélisée doit être la plus proche possible (en amplitude et en temps) de la valeur mesurée ;

- le signal de débit modélisé doit être globalement le plus proche possible dans le temps du signal de débit mesuré.

Ainsi, les valeurs de coefficients de frottement ont été déterminées pour respecter les temps de propagation de l'hydrogramme de débit généré par les chasses de barrage. Les valeurs de coefficients de frottements obtenus en suivant cette méthode sont rassemblées dans le Tableau 8.1.

| | pK début (km) | pK fin (km) | $K_m$ ($m^{1/3}/s$) | $K_M$ ($m^{1/3}/s$) |
|---|---|---|---|---|
| Tronçon 1 | -51 | -42 | 25 | 10 |
| Tronçon 2 | -42 | -36 | 27 | 27 |
| Tronçon 3 | -36 | -30 | 30 | 30 |
| Tronçon 4 | -30 | -10 | 30 | 15 |
| Tronçon 5 | -10 | 0 | 40 | 10 |
| Tronçon 6 | 0 | 63 | 45 | 10 |

Tableau 8.1 – Valeurs de coefficients de frottements de Strickler calibrés pour les chasses de 2010 et 2011

Le Tableau 8.1 définit le découpage spatial en tronçons de frottement homogènes, illustré en Figure 8.5. Ce découpage du site d'étude, ainsi que les valeurs de coefficient de frottement, ont été estimées à partir de données qualitatives observées lors de visites de terrain. Ces tronçons de rivière et valeurs de coefficient de frottement associées ont été définis de la façon suivante :

- trois types de tronçons ont été définis : des tronçon pour lesquels la partie du lit majeur ne présente pas de singularité marquée, est facilement inondable et présentent des matériaux proches de celui du lit mineur ($K_M = K_m$) ; des tronçons pour lesquels la partie du lit majeur est plus difficilement inondable et présente des singularités telles que des chenaux secondaires, mais une végétation très clairsemée ($K_M = 15$ $m^{1/3}/s$) ; et enfin des tronçons pour lesquels la partie du lit majeur est difficilement inondable, présente de fortes irrégularités topographiques locales et est fortement végétalisée ($K_M = 10$ $m^{1/3}/s$).

- Les tronçons sont également définis en prenant en compte le changement de granulométrie progressif du lit mineur de l'amont vers l'aval, en définissant des tronçons homogènes.

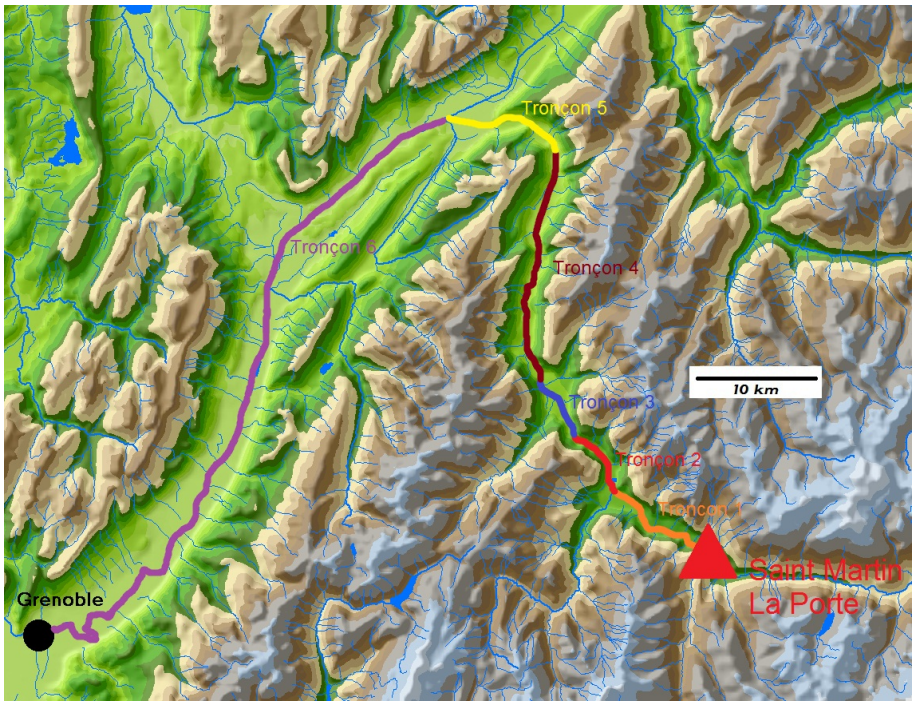



FIGURE 8.5 – Répartition spatiale des tronçons de frottement homogène

Les résultats de la modélisation hydraulique ont été contrôlés à chaque site de mesure de débit pendant les chasses, et l'écart relatif moyen entre les valeurs de débits calculées et mesurées a été calculé pour les plus forts débits, correspondants aux deux paliers de débit. Les erreurs commises sur les faibles débits sont en effet très pénalisantes dans le calcul de cet indicateur et l'objectif principal est de modéliser correctement les valeurs de débits les plus fortes, qui contribuent *a priori* le plus aux dynamiques hydro-sédimentaires. Ces valeurs d'écart type moyens sont rassemblées dans le Tableau 8.2.

| | 2006 | 2007 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $\sigma_{A7}$ | - | - | 3.53% | 2.24% | 4.69% | 5.35% |
| $\sigma_{A5}$ | 2.39% | 7.49% | 4.5% | 5.39% | 8.23% | - |
| $\sigma_{A2}$ | - | - | - | - | 8.13% | 5.21% |
| $\sigma_{I3}$ | 7.03% | 6.95% | 6.7% | 2.90% | 5.57% | 2.65% |
| $\sigma_{I1}$ | 3.30% | 2.94% | 4.56% | 3.01% | 2.23% | - |

Tableau 8.2 – Ecart relatif moyen entre le débit mésuré et modélisé par site de mesure

On remarque que ces valeurs moyennes d'écart type relatif sont toujours inférieures à 10% et sont parfois inférieures à 3%. De plus, le jeu de données de coefficients de frottement est suffisant pour traiter l'ensemble des chasses.

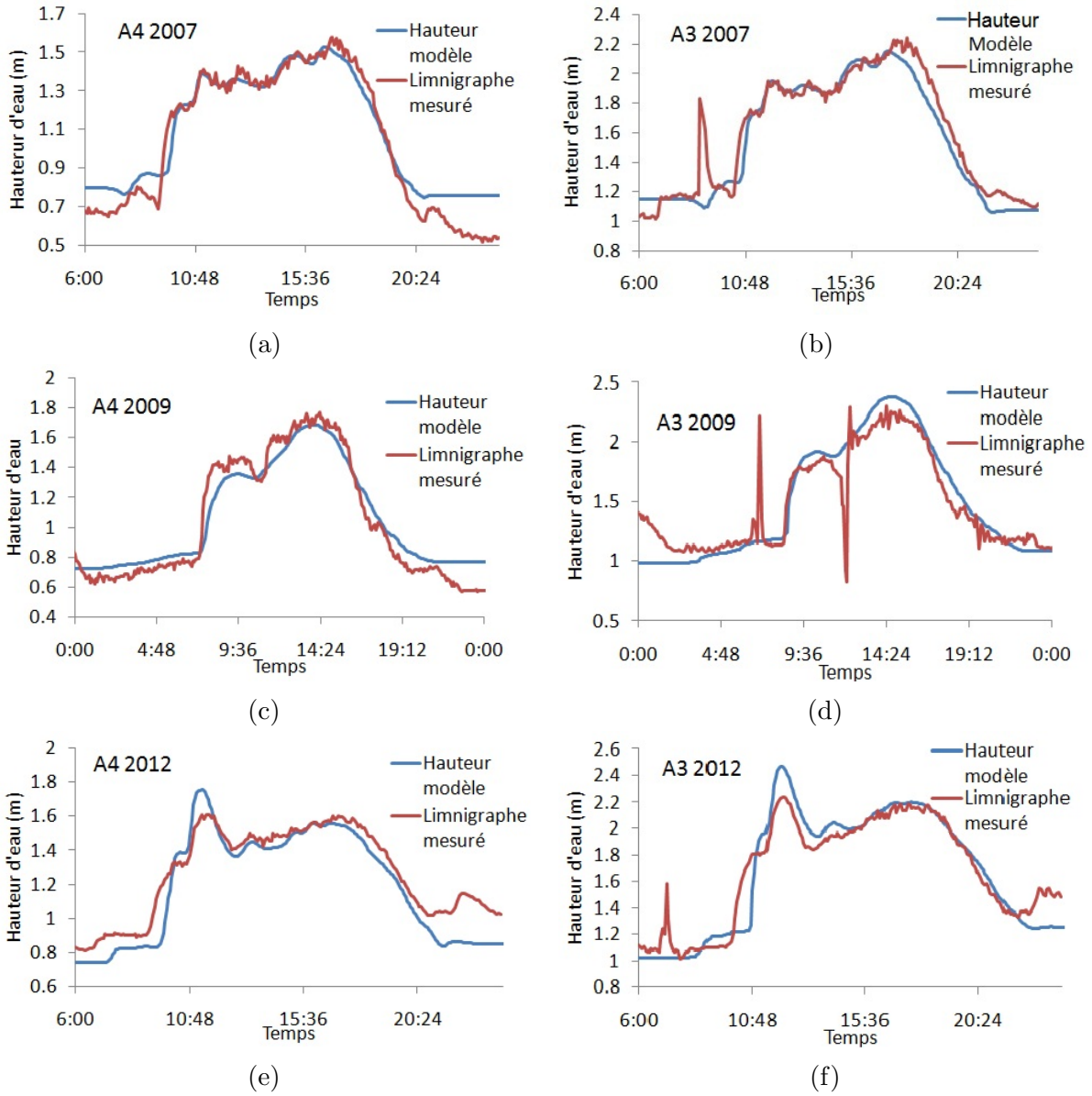



FIGURE 8.6 – Hauteurs d'eau modélisées comparées au mesures limnigraphiques aux sites A4 et A3 pour les chasses de 2007 (a et b), 2009 (c et d) et 2012 (e et f)

La Figure 8.6 illustre ces résultats à l'aide de mesures complémentaires réalisées en 2007, 2009 et 2012. Durant ces trois chasses de barrage, des mesures de pressions ont été réalisées en plusieurs sites de mesures, donnant ainsi une information sur la propagation du signal et sur les hauteurs d'eau. Ces mesures ont été systématiquement réalisées sur les sites de mesure A4 et A3. Elles représentent la différence locale de pression entre la pression atmosphérique et la pression exercée par la colonne d'eau au-dessus du capteur de pression. Les mesures de la Figure 8.6 ont ainsi été recalées en ajoutant une constante pour chaque limnigraphe, afin de pouvoir comparer ces mesures aux résultats de modèle.

La Figure 8.6 montre ainsi une bonne adéquation du modèle aux valeurs de hauteur

d'eau mesurées, validant ainsi les valeurs de coefficients de frottement utilisées localement ainsi que les temps de propagations résultants du modèle pour les autres années de chasse qui n'ont pas servies de référence au calage.

### 8.4.3 Analyse des résultats pour les chasses de barrage de 2010 et 2011

#### 8.4.3.1 Volumes intégrés sur la période de l'évènement

Dans cette partie, des exemples de variables issues du modèle hydraulique sont présentées pour les chasses de 2010 et 2011. Ces valeurs sont moyennées sur une distance de 500 m, pour plus de lisibilité. La Figure 8.7 présente la distribution spatiale des volumes calculés par le modèle, intégrés sur la durée de l'évènement de chasse. On remarque sur cette figure la différence évidente des volumes d'eau transités pendant les chasses de 2010 et 2011. Les trois principaux apports de débit apparaissent distinctement sur ce graphique. Les volumes modélisés sont proches et constants sur l'Arc en amont de la restitution de Randens (PK=-10km), et se différencient de façon significative sur la partie aval du site d'étude, pour atteindre en fin de domaine une valeur trois fois supérieure en 2010 par rapport à 2011.

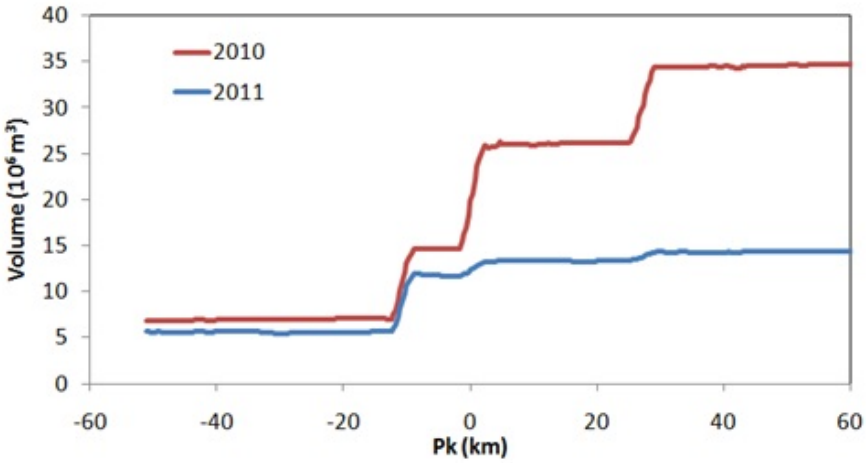



FIGURE 8.7 – Distribution spatiale des volumes liquides intégrés sur la durée de l'évènement de chasse (2010 et 2011) (en $10^6$ $m^3$)

La Figure 8.8 illustre ce résultat pour la composante de ce volume total calculée pour lit majeur. La composante en lit mineur s'obtient donc en soustrayant les valeurs de la Figure 8.8 à celles de la Figure 8.7. La délimitation géographique des principaux bancs alternés pris en compte dans cette modélisation apparait distinctement sur le graphique de la Figure 8.8. Sur l'Arc, les bancs alternés qui apparaissent sur ce graphique sont inondés dans les mêmes proportions pour les deux épisodes de chasse, ce qui est cohérent avec les valeurs comparables de volume d'eau total calculées sur l'Arc. Sur l'Isère, la différence

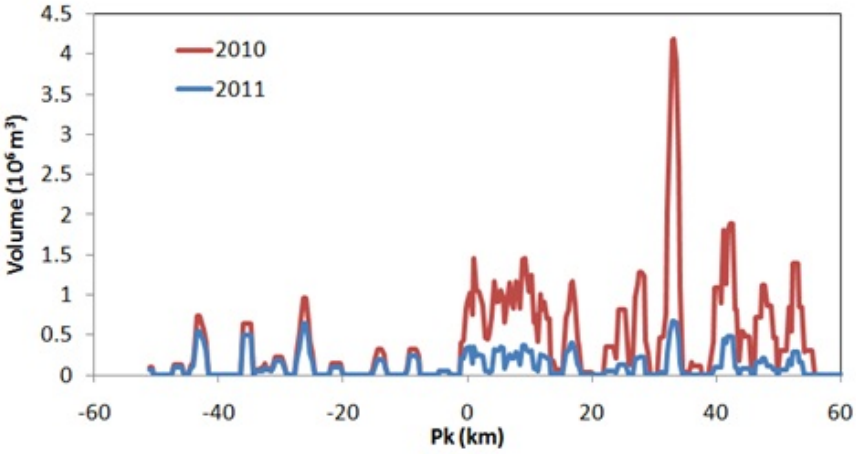



FIGURE 8.8 – Distribution spatiale des volumes liquides intégrés sur la durée de l'évènement de chasse (2010 et 2011) (en $10^6$ m$^3$) en lit majeur

entre le débit total de 2010 et 2011 s'accentue, et les différences d'écoulement sur les bancs également. Les bancs sont beaucoup plus inondés en 2010, et on constate une forte dynamique d'interaction de l'écoulement avec le lit majeur sur les 20 premiers km du tronçon Isère.

#### 8.4.3.2 Valeurs instantanées de vitesse, hauteur d'eau et nombre de Froude

Des valeurs de vitesses moyennes dans le lit mineur et le lit majeur, de hauteur d'eau maximale et de nombre de Froude sont présentées dans les figures suivantes sous la forme d'une distribution spatiale de variables instantanées, calculées au bout de 13h53mn (50000 secondes) de temps réel de l'évènement de chasse de barrage.

La Figure 8.9 représente la distribution spatiale des valeurs de vitesses instantanées moyennes dans le lit mineur. Ces valeurs varient de 4 m/s en certains endroits à 2 m/s, par exemple sur le lit de l'Isère. On remarque également que les vitesses sont comparables sur l'Arc pour les deux épisodes de chasse alors que les différences sont marquées sur le lit de l'Isère.

On retrouve ces différences sur les graphiques de la Figure 8.10. Les valeurs de vitesses moyennes dans le lit majeur sont 2 à 3 fois plus faibles que celles calculées sur le lit mineur, et la différence est très marquée sur l'Isère, car les débits du lit majeur y sont très différents. Les vitesses moyennes du lit majeur varient entre 1.8 et 0.2 m/s pour ces deux chasses de barrage à cet instant de simulation.

La Figure 8.11 montre les hauteurs maximales calculées dans une section en travers. Ces valeurs varient peu sur l'Arc et sont comprises entre 1 et 2 m, et ces valeurs sont comparables pour les deux chasses. Par contre, ces valeurs varient fortement d'une chasse

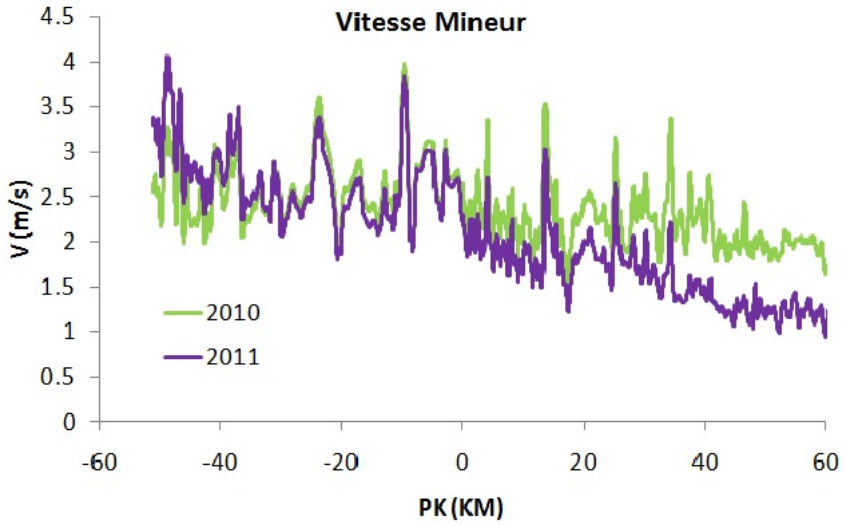



FIGURE 8.9 – Distribution spatiale des vitesses instantanées en lit mineur à t=50000s

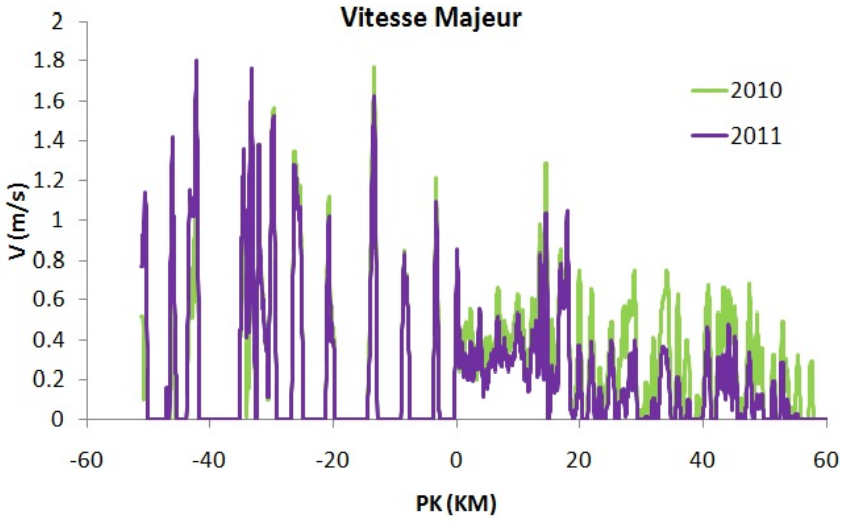



FIGURE 8.10 – Distribution spatiale des vitesses instantanées en lit majeur à t=50000s

à l'autre et d'un profil à l'autre sur l'Isère. cette grande variabilité vient du fait qu'une plus grande densité de profil a été utilisée pour construire la géométrie de l'Isère, mais également en raison de la nature du profil en long de l'Isère, caractérisé par des alternances de mouilles et de seuils qui impliquent de fortes disparités de hauteur d'eau d'un profil à l'autre.

Enfin, la Figure 8.12 présente la distribution spatiale du nombre de Froude instantané moyen. Cette valeur de nombre de Froude varie peu d'une chasse à l'autre, et décroît régulièrement le long de la pente qui diminue également. On remarque que des valeurs

supérieures à 1 sont localement atteintes, aussi bien sur l'Arc que sur l'Isère. Ces fortes valeurs de nombre de Froude correspondent à des ruptures de pentes localisées, et confirment la nature torrentielle de l'écoulement qui y est généralement observée.

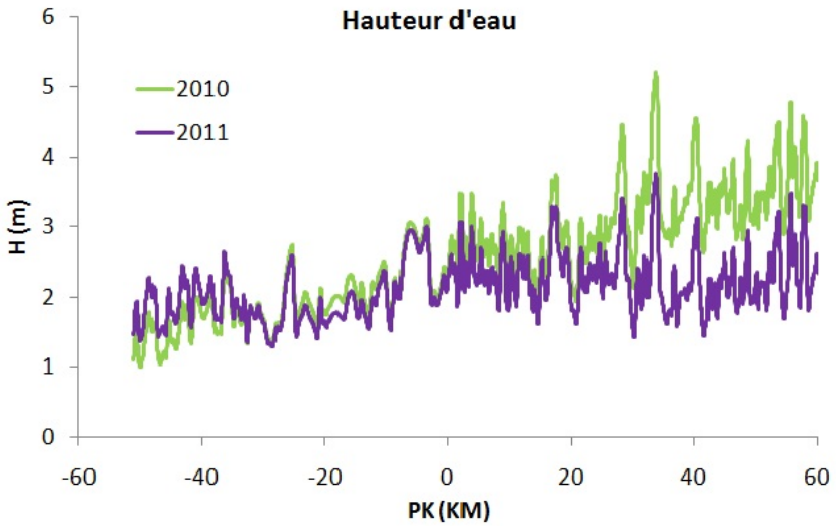



FIGURE 8.11 – Distribution spatiale des hauteurs d'eau maximales instantanées dans la section en travers à t=50000s

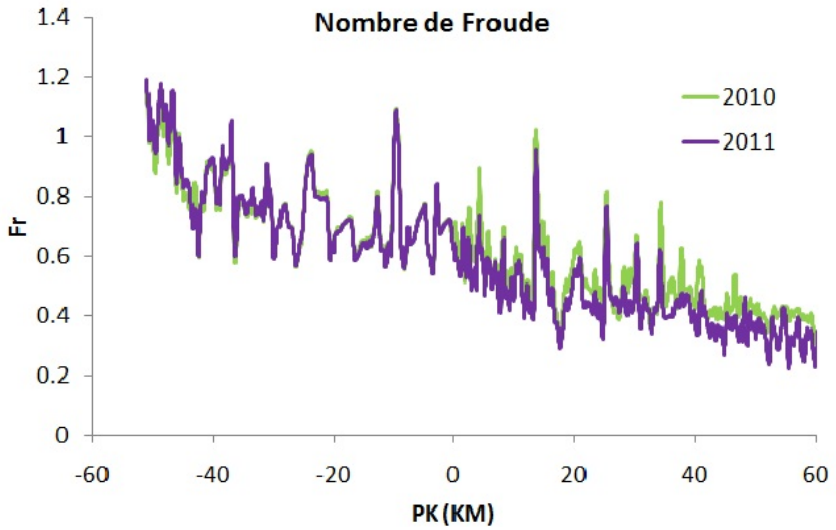



FIGURE 8.12 – Distribution spatiale du nombre de Froude moyen instantané dans la section en travers à t=50000s

## 8.5 Conclusions

Dans cette partie, la modélisation hydraulique des chasses de barrage de l'Arc entre 2006 et 2012 a été détaillée. La construction de la géométrie a été présentée, et en particulier une méthode d'interpolation linéaire des profils en travers selon des lignes directrices a été développée afin de conserver les formes caractéristiques du lit de la rivière. Le calage du modèle a été réalisé sur les chasses de 2010 et 2011, qui présentent deux conditions de débits très différentes, tout en gardant des formes d'hydrogramme comparables à celles de l'hydrogramme de projet. Avec le jeu de coefficients de frottement ainsi obtenu, les autres chasses de barrage ont été modélisées, et montrent une bonne correspondance avec les mesures réalisées sur le terrain, ce qui confirme que la propagation du signal de débit est identique d'une chasse de barrage à l'autre. Enfin, des variables hydrauliques modélisées pour les chasses de 2010 et 2011 sont analysées, et montrent en particulier que l'écoulement lors des chasses peut être torrentiel localement.

Chapitre 9

# Transport des MES en lit composé

## Sommaire


**9.1 Introduction** . . . . . **214**

**9.2 Contexte : problématique des bancs alternés** . . . . . **214**

9.2.1 Transport de MES en lit composé . . . . . 214

9.2.2 Rôle des bancs alternés dans le transport des MES sur le site Arc-Isère . . . . . 217

**9.3 Développement d'une formulation du transport en lit composé** **219**

9.3.1 Calcul de la contrainte en lit composé . . . . . 219

9.3.2 Construction de la formulation . . . . . 220

9.3.3 Résultats et discussion . . . . . 223

9.3.4 Implémentation dans le code COURLIS . . . . . 225

**9.4 Application du modèle de transport en lit composé à la crue de mai 2010** . . . . . **226**

9.4.1 Définition et paramétrisation du modèle . . . . . 226

9.4.2 Résultats . . . . . 227

**9.5 Conclusions** . . . . . **231**

# 9.1 Introduction

Le rôle des bancs alternés du site Arc-Isère dans la propagation des débits a été mis en évidence grâce à la modélisation hydraulique dans le chapitre précédent. Avant d'appliquer la modélisation hydro-sédimentaire sur le site Arc-Isère, il est donc nécessaire de disposer d'outils de modélisation prenant en compte ces processus. En particulier, la prise en compte des zones du lit de rugosités différentes dans la modélisation sédimentaire doit se faire en accord avec les principes de modélisations hydrauliques. Dans ce chapitre, le problème du transport des MES en lit composé est d'abord introduit. Ensuite une méthode de calcul de la contrainte locale est présentée, afin de prendre en compte une perte de charge par lit, et une formulation permettant de calculer une concentration moyenne par lit est construite. Enfin, cette formulation est testée sur un cas réel de modélisation : la crue de mai 2010.

# 9.2 Contexte : problématique des bancs alternés

## 9.2.1 Transport de MES en lit composé

### 9.2.1.1 Du canal de laboratoire...

Le transport de sédiments en lit composé a fait l'objet de plusieurs études : des expériences menées en laboratoire ont été réalisées (James (1985) [59], Fraselle (2010) [41], Hu (2010) [56]) et des modèles numériques ont été proposés et développés pour reproduire ces expériences de laboratoire (James (1985 [59], 2010 [60]) , Fraselle (2010) [41]). Ces études reposent sur des expérimentations réalisées dans des canaux composés de plusieurs lits aux formes géométriques simples, de rugosités identiques ou différentes selon les cas.

James (1985) [59] a étudié les dépôts de sédiments dans des canaux à lit composé. Il a réalisé pour cela une série d'expériences, au cours desquelles le dépôt des MES sur les parties surélevées du canal ont été mesurées. Ces mesures lui ont servi de base pour développer un modèle numérique bidimensionnel dans la section en travers de transfert des MES depuis le lit mineur vers le lit majeur. La Figure 9.1 présente des résultats numériques obtenus par Marriott (1996) [95] à l'aide de ce modèle.

La Figure 9.1 présente des profils de concentration transverses calculés dans la plaine d'inondation, en fonction de la distance au chenal principal et pour trois classes granulométriques différentes. On y voit clairement le rôle de la granulométrie sur le transfert des MES depuis le chenal d'écoulement principal vers la plaine d'inondation : les sédiments les plus fins sont répartis de façon homogène dans la section en travers, tandis que les particules les plus grossières se déposent avant de parvenir au centre du chenal secondaire. Le transfert latéral se fait dans ce cas là par diffusion, et le profil des concentrations dans le chenal secondaire résulte d'un équilibre entre la chute des particules et cette diffusion transverse.

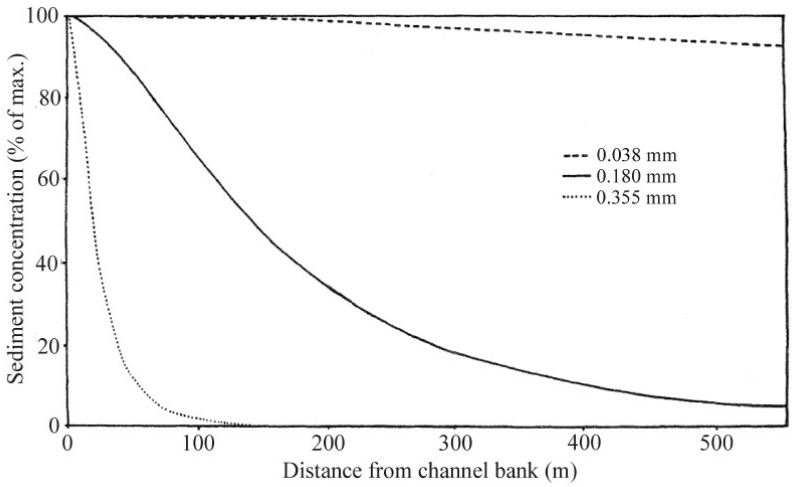



FIGURE 9.1 – Résultats du modèle numérique 2D transverse de James (1985 [59]) pour trois classes granulométriques différentes (Marriott, 1996 [95])

Fraselle (2010) [41] a réalisé en laboratoire des expériences du même type que celles réalisées par James (1985) [59], mais a testé différentes rugosités pour le lit majeur avec un lit mineur constitué de sédiments mobilisables. Ainsi, quatre configurations ont été testées au cours de ces travaux. La Figure 9.2 présente les distributions transversales de mesures de vitesse réalisées dans chacune de ces configurations.

Les quatre configurations pour lesquelles ont été réalisées les mesures de la Figure 9.2 sont les suivantes : une première configuration définie par un lit mineur fixe et un lit majeur également fixe, de même rugosité que le lit mineur (a) , une seconde configuration (MBS pour mobile bed smoothed) définie par un lit mineur mobile et un lit majeur lisse (b), une troisième configuration (MBR pour mobile bed roughed) par un lit mineur mobile et un lit majeur rugueux (c) et enfin une quatrième configuration (MBV pour mobile bed vegetated) définie par un lit mineur mobile et un lit majeur végétalisé (d). Pour chacune de ces configurations, les dépôts de sédiment mesurés sur le lit majeur sont différents, et dépendent à la fois de la rugosité du lit majeur et du rapport des vitesses entre le lit mineur et le lit majeur. Aussi, les dépôts les plus importants ont été mesurés dans la configuration MBV (d), pour les deux raisons citées précédemment : tout d'abord la grande différence des vitesses mesurée entre le lit mineur et le lit majeur favorise la dispersion transverse, et donc le transfert des MES vers le lit majeur (Prinos, 1992 [113]). De plus, les conditions de faible vitesse sur le lit majeur favorisent le dépôt local des sédiments.

Les expériences de laboratoire menées par Hu et al. (2010) approchent le problème d'une autre façon. Deux configurations ont été testées : un lit composé symétrique dont la géométrie est comparable à celui utilisé par Fraselle (2010), et un lit composé d'un lit mineur rectiligne mais d'un lit majeur de type « Lotus roots shape », c'est-à-dire formé de zones inondables alternées de formes paraboliques. Ces expériences mettent en évidence que dans le cas ou les formes du lit majeur sont paraboliques le transfert des MES vers

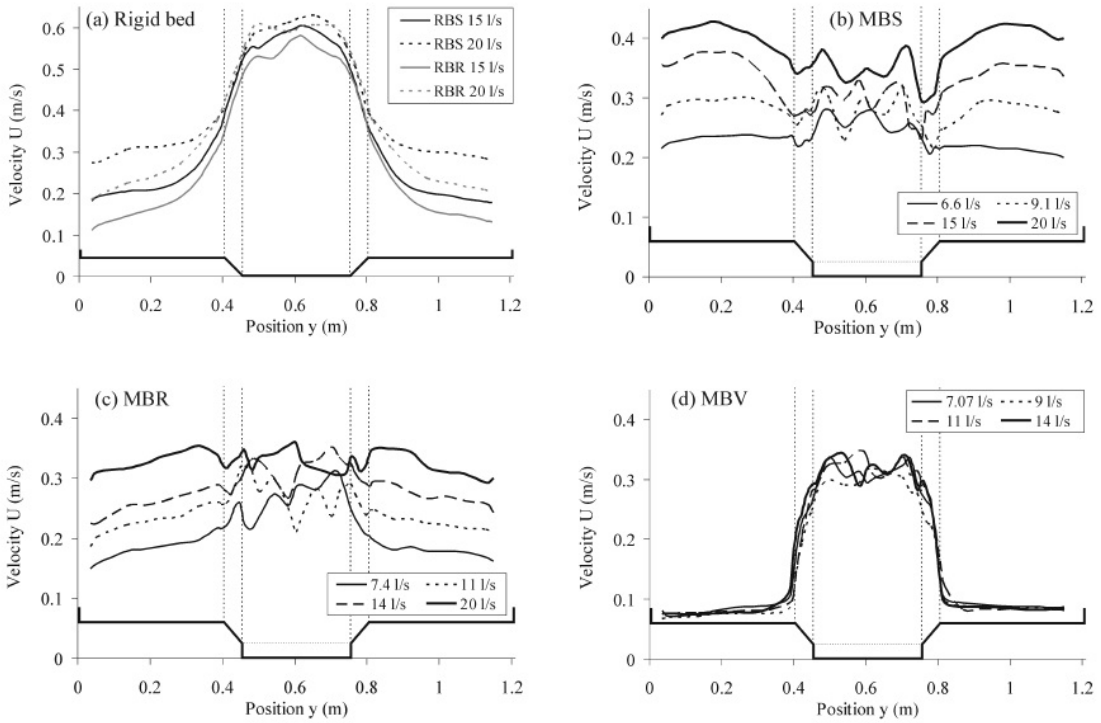



FIGURE 9.2 – Distributions transverses des vitesses intégrées sur la verticale de 4 expériences menées en canal par Q. Fraselle (2010) [41] (abbréviations explicitées dans le texte)

le lit majeur se fait de façon moins efficace, et les concentrations mesurées en lit majeur sont plus faibles dans ce cas là que dans le cas purement rectiligne (pour une injection de sédiments homogène dans la section amont).

#### 9.2.1.2 ... aux plaines d'inondations

Les expériences présentées précédemment concernent des géométries du chenal très simples, et les processus mis en jeu ne cherchent pas à être réalistes par rapport à des cas réels de plaines d'inondation, qui présentent souvent des géométries complexes. Nicholas et al. (1996) [100] se sont intéressés à la modélisation du transport des MES sur des plaines d'inondation pendant des épisodes naturels de crues. Dans ce travail, il a été mis en évidence que les transferts de MES du lit mineur vers la plaine d'inondation se font principalement par des phénomènes d'advection liés à des écoulements préférentiels au gré de la topographie locale des zones inondables. Dans ce cas, les processus de diffusion latérale sont négligeables devant les processus de convection. La Figure 9.3 présente des résultats de modèle numérique tridimensionnel de transport de MES obtenus avec le code de calcul TELEMAC sur un cas réel de plaine d'inondation.

La Figure 9.3 montre que les particules les plus fines, dont la concentration est

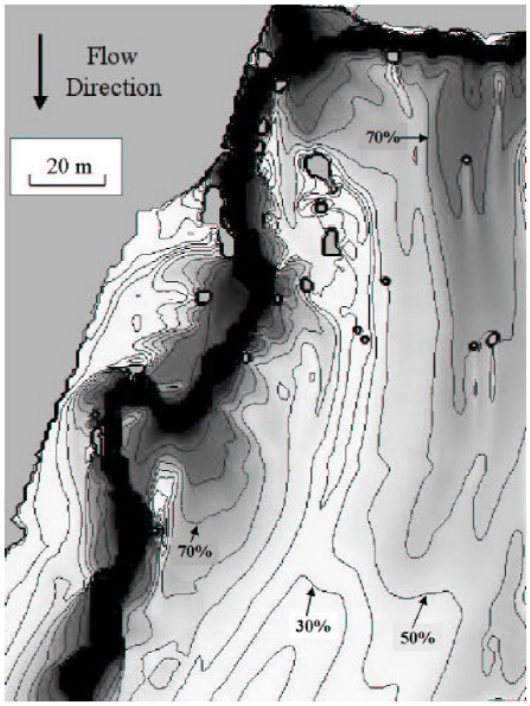



FIGURE 9.3 – Résultats de modélisations numériques 3D réalisés par Nicholas et al. (1996) [100]. Les variations de gris représentent des variations de concentrations en MES

représentée par des variations de gris (une couleur foncée est associée à une valeur élevée de la concentration en MES) sont principalement transportées le long d'un chenal secondaire très visible sur ces résultats, ainsi que selon une axe privilégié d'écoulement en haut à droite de la plaine d'inondation. De la même façon, les travaux de Simm et Walling (1998) [129], et de Hardy et al. (2000) [53] ont montré l'importance de la convection due à la topographie locale des plaines d'inondation ainsi qu'à la direction principale de l'écoulement en lit mineur (méandrement ou non) dans les phénomènes de dépôt lors d'évènements naturels.

### 9.2.2 Rôle des bancs alternés dans le transport des MES sur le site Arc-Isère

Le site Arc-Isère étudié dans ce travail de thèse est fortement concerné par les problématiques de transport de MES sur les bancs alternés. D'une part, la morphologie du lit de la rivière sur ce site présente de nombreux tronçons sur lesquels des bancs alternés se sont développés. Ces formes peuvent être des bancs alternés de longueur comparable et se répétant dans une continuité longitudinale, ou bien des bancs isolés de grande dimension. Leur rugosité varie fortement par tronçons homogènes, de même que leur topographie locale. Ainsi, comme cela a été introduit dans le chapitre précédent, des bancs de galets peuvent être facilement inondables et non végétalisés, plus difficilement inondables et peu végétalisés, ou difficilement inondables et densément végétalisés.

FIGURE 9.4 – Chenal secondaire végétalisé du site D5 (voir chapitre 6)

La Figure 9.4 illustre un exemple de banc de grande dimension, sur le lit l'Arc (site D5, voir chapitre 5). Sur cette photographie, on voit que le banc est surélevé par rapport au chenal principal de façon significative, et on remarque la présence d'un chenal secondaire marqué. Le long de ce chenal secondaire, une végétation pionnière est visible, et traduit la présence de matériaux fins en quantités importantes. La Figure 9.4 illustre donc parfaitement les résultats de la modélisation présentée la Figure 9.3 sur un autre site, et confirment encore que la convection est une voie privilégiée de transfert sur ces formes du lit.

FIGURE 9.5 – Banc végétalisé de l'Isère inondé pendant la crue de mai 2008 (Dall'Osto, 2008)

La question qui se pose alors est de savoir si ces formes du lit sont inondées régulièrement, et si oui à quelle fréquence. Des observations de terrain sont réalisées par les organismes

académiques ou opérationnels (LTHE, DDT, ...), pendant les évènements de crue majeure. Par exemple, la Figure 9.5 illustre l'inondation d'un banc végétalisé du lit de l'Isère pendant l'épisode de crue de mai 2008. Les observations de terrain nous renseignent donc de façon approximative sur la fréquence de mise en eau de ces formes. On peut malgré tout en tirer les conclusions suivantes : en régime de débit de base (hiver comme été), la plupart des bancs sont accessibles à pied donc non inondés ; pendant les chasses de barrages, et a fortiori pendant des évènements hydrologiques de plus fort débit, la plupart des bancs de l'Arc sont inondés, tandis que les bancs de l'Isère, ne le sont pas systématiquement.

En complément des observations de terrain précédemment citées, la modélisation numérique représente un outil complémentaire et utile. Il a été montré dans le chapitre précédent que pendant les épisodes de chasse de barrage de l'Arc de 2010 et 2011, les bancs alternés étaient inondés de façon significative, aussi bien par l'analyse de variables intégrées sur la durée de l'évènement que des variables instantanées. Comme il l'a été montré au chapitre 4, les débits de nombreux évènements hydrologiques naturels sont supérieurs à ceux mesurés pendant les chasses de barrage. Ainsi, pour la plupart des évènements hydrologiques échantillonnés au chapitre 4 (excepté pour les laves torrentielles produites par des sous bassins de l'Arc mesurées à bas débit sur l'Isère), les bancs alternés sont inondés.

Ces résultats numériques confirment ainsi la nécessité de prendre en compte ces écoulements en lit majeur sur le site Arc-Isère pour le transport des MES. Le code de calcul MASCARET permet de modéliser les écoulements en lit majeur. Des développements ont donc été nécessaires pour prendre en compte cette modélisation hydraulique en lit composé dans le code de calcul sédimentaire COURLIS.

## 9.3 Développement d'une formulation du transport en lit composé

### 9.3.1 Calcul de la contrainte en lit composé

La première étape de ces développements consiste à prendre en compte les différences de l'écoulement entre le lit mineur et le lit majeur dans le calcul de la contrainte locale. La contrainte de cisaillement locale calculée dans COURLIS repose sur l'hypothèse d'une perte de charge moyenne sur l'ensemble de la section en travers (Équation 7.52). Avec l'hypothèse d'une perte de charge par lit, on a respectivement :

$$J_m = \frac{U_m^2}{K_m^2 R_m^{4/3}} \tag{9.1}$$

la perte de charge moyenne sur le lit mineur et

$$J_M = \frac{U_M^2}{K_M^2 R_M^{4/3}} \tag{9.2}$$

la perte de charge moyenne sur le lit majeur. On en déduit finalement la formulation suivante de la contrainte de cisaillement locale :

$$\tau(y) = \rho g H(y) J(y) \tag{9.3}$$

où $J(y) = J_m$ si $y$ appartient au lit mineur et $J(y) = J_M$ si $y$ appartient au lit majeur et le coefficient de rugosité de peau $K_p$ pour évaluer une valeur efficace de cette valeur de contrainte. Pour $y$ se situant à l'interface entre les deux lits, $J(y) = (J_m + J_M)/2$.

On notera par ailleurs, (si $R_h \approx H$) :

$$\tau_m = \rho g R_m J_m \tag{9.4}$$

la contrainte moyenne efficace du lit mineur et :

$$\tau_M = \rho g R_M J_M \tag{9.5}$$

celle du lit majeur.

### 9.3.2 Construction de la formulation

#### 9.3.2.1 Développements théoriques

Pour modéliser les différences de concentration en MES au sein d'une même section en travers présentant des zones de rugosités différentes, une formulation de la répartition de la concentration dans chacun des lits mineur et majeur est proposée ici. Sur le même principe que la formulation Debord pour le calcul des débits, la concentration moyenne sera calculée par l'équation de transport 1D, et cette concentration moyenne sera répartie entre le lit mineur et le lit majeur, en particulier dans le traitement des termes sources. En effet, le fait de calculer une contrainte de cisaillement locale réaliste au regard des conditions de vitesse dans le lit majeur implique de prendre en compte la différence qu'il peut y avoir entre la concentration moyenne dans le lit mineur $C_m$ et la concentration moyenne dans le lit majeur $C_M$, au risque de surestimer largement les phénomènes de dépôt.

De la même façon que pour la formulation Debord, on dispose déjà d'une relation entre $C_m$ et $C_M$ donnée par la conservation de la masse :

$$QC = Q_m C_m + Q_M C_M \tag{9.6}$$

Et de la même façon que pour la formulation Debord, il reste une relation à déterminer du type :

$$\eta_C = \frac{C_M}{C_m} \tag{9.7}$$

Pour déterminer cette relation, nous allons passer par le calcul du rapport des contraintes moyennes par lit. Ces grandeurs prennent en effet en compte la vitesse, la hauteur d'eau et la rugosité de chaque lit, chacune déterminantes pour les transferts de masse d'un lit à l'autre. Ce rapport des contraintes s'écrit :

$$\frac{\tau_M}{\tau_m} = \left(\frac{U_M}{U_m}\right)^2 \left(\frac{K_m}{K_M}\right)^2 \left(\frac{H_m}{H_M}\right)^{1/3} \tag{9.8}$$

On fait l'hypothèse (Hu, 2010 [56]) que :

$$\frac{C_M}{C_m} = \alpha_U \left(\frac{U_M}{U_m}\right)^{\beta_U} \tag{9.9}$$

et :

$$\frac{C_M}{C_m} = \alpha_H \left(\frac{H_M}{H_m}\right)^{\beta_H} \tag{9.10}$$

où $(\alpha_U, \beta_U)$ et $(\alpha_H, \beta_H)$ sont des couples de coefficients des lois puissances vérifiés par le rapport des concentrations respectivement en fonction du rapport des vitesses et des hauteurs d'eau. Après développement et inversion de l'expression, il vient :

$$\eta_C = \frac{C_M}{C_m} = \alpha_C \left(\frac{\tau_M}{\tau_m}\right)^{\beta_C} \tag{9.11}$$

où :

$$\alpha_C = \left(\alpha_U^{2/\beta_U} \alpha_H^{-1/3\beta_H} \left(\frac{K_M}{K_m}\right)^2\right)^{\frac{3\beta_U\beta_H}{6\beta_H-\beta_U}} \tag{9.12}$$

et :

$$\beta_C = \frac{3\beta_U\beta_H}{6\beta_H - \beta_U} \tag{9.13}$$

Cette expression, donnée par l'Équation 9.11, permet donc de résoudre le système d'équations formé par l'Équation 9.6 et l'Équation 9.7. Mais pour cela, il faut encore calibrer les paramètres $\alpha_C$ et $\beta_C$.

#### 9.3.2.2 Choix des paramètres

Les paramètres des relations établies précédemment peuvent être calibrés de différentes manières : par des mesures, de laboratoire ou de terrain, ou par des résultats de modélisations multidimensionnelles. Dans le cadre de ce travail de thèse, et compte tenu de la période de temps consacrée à cette partie, il a été décidé de se baser sur des mesures de laboratoires issues de la littérature. Après une étude bibliographique, l'article écrit par Hu et al. (2010) [56] a été choisi comme base physique pour calibrer ces paramètres.

Plusieurs raisons justifient ce choix :

- tout d'abord les expériences décrites dans ce travail se rapprochent le plus d'une description de l'effet des formes du lit majeur sur le transfert des MES du lit mineur vers le lit majeur, ce qui est en adéquation avec le site d'étude Arc-Isère ;

– cet article est un des très rares articles à fournir des données de concentrations moyennes dans le lit mineur et dans le lit majeur pour différentes conditions de vitesses et de hauteurs d'eau ;
– ce travail enfin utilise et justifie les hypothèses faites dans les équations 9.10 et 9.11.

Les expériences expliquées dans Hu et al. (2010) [56] permettent de prendre en compte deux configurations différentes pour les rapports de coefficients de frottement lit mineur / lit majeur. La Figure 9.6 illustre les relations hauteur - débit mesurées dans le lit mineur pour les deux types de canaux.

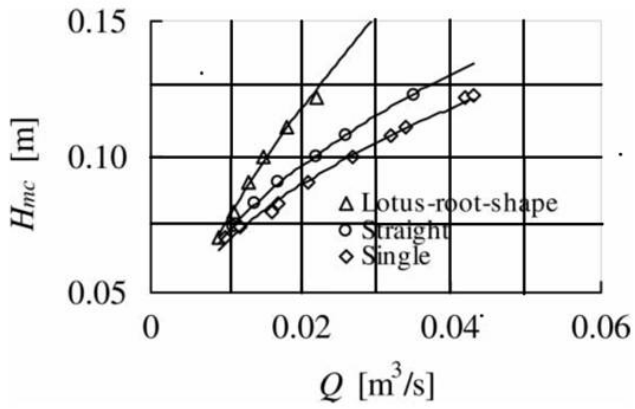



FIGURE 9.6 – Relations hauteur - débit pour différentes configurations des expériences de Hu et al. (2010) [56]

On remarque sur la Figure 9.6 que les formes du lit majeur dans le cas « lotus roots shape » sont interprétables comme une loi hauteur débit classique, modélisable par une loi de frottement de Strickler. Par la suite, les valeurs des différents paramètres hydrauliques et sédimentaires relatives à ces deux expériences seront associées à la lettre S pour une forme droite du lit majeur (« straight ») et RS pour une forme du lit majeur en paraboles alternées (« roots shape »). Les valeurs de coefficients de frottement associées à l'expérience en lit majeur droit sont données dans l'article Hu et al. (2010) [56] et sont de $K_M(S) = 77$ m$^{1/3}$/s et $K_m(S) = 91$ m$^{1/3}$/s. Pour l'expérience en lit majeur de forme RS, les données de frottement sont $K_m(RS) = 91$ m$^{1/3}$/s pour le lit mineur. Pour déterminer une valeur équivalente du coefficient de frottement de Strickler du lit majeur de forme RS, une loi de composition de frottement par pondération de la surface mouillée a été appliquée à la valeur $K_m(RS) = 91$ m$^{1/3}$/s et à une valeur inconnue de $K_M(RS)$, dans le but d'obtenir une relation hauteur - débit la plus proche possible de celle présentée en Figure 9.6. Une optimisation du paramètre $K_M(RS)$ par la méthode des moindres carrés aboutit à une valeur de $K_M(RS) = 25$ m$^{1/3}$/s.

La Figure 9.7 présente les relations mesurées entre le rapport des concentrations moyennes mesurées dans le lit mineur et dans le lit majeur en fonction du rapport des vitesses et des hauteur d'eau. Ces relations ont été interprétées comme des loi puissances,

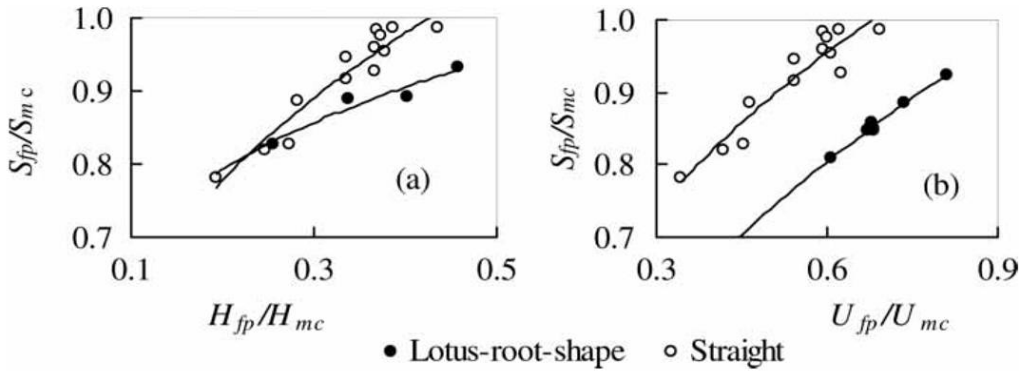



FIGURE 9.7 – Rapports entre la concentration moyenne mesurée dans le lit majeur ($S_{fp}$) et le lit mineur ($S_{mc}$) exprimé en fonction du rapport des vitesses (à droite) et des hauteurs (à gauche) (Hu et al. , 2010 [56]).

définies dans les équations 9.10 et 9.11. Une interpolation linéaire aurait pu être faite également. La différence d'interpolation entre les deux lois étant relativement faible sur leur domaine d'application, la formulation du modèle n'aurait sans doute été que peu sensible à ce changement de formulation. Néanmoins, cette question mériterait d'être développée ultérieurement. Les valeurs des coefficients ($\alpha_U$ , $\beta_U$) et ($\alpha_H$ , $\beta_H$) ont été calculées en trouvant la meilleure loi puissance passant par ces points mesurés. Ainsi, grâce à ces valeurs, l'ensemble des valeurs de paramètres nécessaires pour calibrer la loi de l'Équation 9.11 sont disponibles pour deux couples de coefficients de frottement. Ces valeurs sont rassemblées dans le Tableau 9.1.

| | $K_M$ | $K_m$ | $\alpha_U$ | $\beta_U$ | $\alpha_H$ | $\beta_H$ | $\alpha_C$ | $\beta_C$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| S | 77 | 91 | 1.16 | 0.38 | 1.30 | 0.31 | 1.04 | 0.24 |
| RS | 25 | 91 | 1.02 | 0.47 | 1.05 | 0.46 | 0.30 | 0.46 |

Tableau 9.1 – Valeurs des coefficients formulés pour l'Équation 9.11 issues de Hu et al. (2010) [56]

### 9.3.3 Résultats et discussion

Le paragraphe précédent aboutit à la définition de paramètres physiques pour calibrer l'Équation 9.11. Pour deux couples ($K_M$, $K_m$), l'Équation 9.11 fournit ainsi deux courbes donnant le rapport des concentrations moyennes du lit mineur et du lit majeur en fonction du rapport des contraintes efficaces par lit. Néanmoins, ces couples ($K_M$, $K_m$) sont définis par les expériences de laboratoire menées par Hu et al. (2010), et ne correspondent donc pas toujours à des valeurs utilisables dans un modèle numérique.

Pour rendre le modèle utilisable dans une large gamme de valeurs de coefficients de frottement, il a été choisi d'interpoler (et d'extrapoler) linéairement les valeurs $\alpha_C$ et $\beta_C$ sur des couples ($K_M(S)$, $K_m(S)$) et ($K_M(RS)$, $K_m(RS)$). Ainsi, on obtient pour chaque couple de coefficients de frottement une courbe décrite par l'Équation 9.11. Ces abaques sont présentés sur la Figure 9.8.

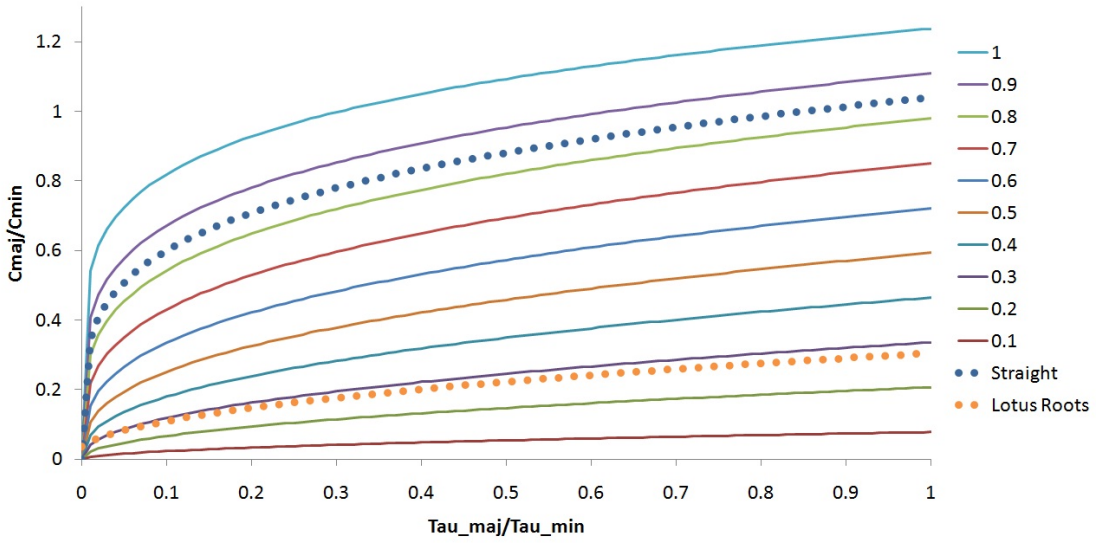



FIGURE 9.8 – Abaques donnant pour plusieurs rapports de coefficients de frottement la relation entre le rapport des concentrations moyennes et le rapport des contraintes moyennes, suivant les experiences de Hu et al. (2010) [56]

La Figure 9.8 montre les relations possibles pour plusieurs couples ($K_M$, $K_m$) entre le rapport des concentrations moyennes et des contraintes moyennes. Les deux courbes calibrées sur les expériences de Hu et al. sont indiquées en pointillés. Ainsi, les courbes se situant entre les deux courbes pointillées sont interpolées linéairement sur les couples ($K_M(S)$, $K_m(S)$) et ($K_M(RS)$, $K_m(RS)$), et les autres sont extrapolées avec la même loi linéaire. On remarque que l'enveloppe des deux courbes calibrées sur les expériences de Hu et al. couvrent néanmoins une large gamme de couple ($K_M$, $K_m$), et que peu de courbes sont extrapolées. Ces abaques montrent que le rapport des concentrations moyennes varie moins en fonction du rapport des contraintes moyennes qu'en fonction du rapport des valeurs de frottement. Ainsi, pour un couple ($K_M$, $K_m$) donné, les variations relatives de contraintes occasionneront des variations relativement faibles du rapport des concentrations.

On remarque également que pour certaines courbes extrapolées, la concentration moyenne du lit majeur devient supérieure à la concentration moyenne du lit mineur. Ce résultat montre les limites d'extrapolation de ces paramètres issus de mesures de laboratoire, mais n'ont lieu cependant que pour des rapports de coefficient de frottement proche

de 1, pour des rapports de contraintes moyennes supérieurs à 0.5. Dans ce cas limite, le modèle perd de son intérêt car on se rapproche d'une configuration à section homogène.

Pour des faibles rapports de coefficient de frottement, ces abaques indiquent donc que les transferts de MES sont faibles. Ce sera donc *a priori* le cas pour les tronçons que nous avons définis au chapitre précédent, qui présentent des faibles valeurs pour $K_M(S)$ car végétalisés. Ce résultat est en apparente contradiction avec les résultats de Fraselle (2010) [41], qui montrent que les dépôts de MES sur les bancs, et donc implicitement leur transfert latéral, est favorisé par un différentiel de vitesse important. Mais dans notre cas, les transferts par convection sont pris en compte dans ces abaques, et non les transferts diffusifs, qui sont considérés comme négligeables dans le cas réel de l'Arc et de l'Isère. Aussi, les valeurs de $K_M(S)$ définies dans le Tableau 8.1 représentent des coefficients de frottement de forme : les faibles valeurs sont appliquées aux bancs fortement végétalisés parce que sur ce site d'étude, les bancs végétalisés sont les plus difficilement inondables et présentent des topographies locales très variées. A l'inverse, les fortes valeurs de $K_M(S)$ sont associées à des bancs latéraux facilement inondables et présentant peu de singularités topographiques locales. Ainsi, le modèle proposé dans ce paragraphe est essentiellement applicable à des cas d'études pour lesquels ce genre de raisonnement est possible : il ne saurait être appliqué à des expériences en canal rectiligne telles que celles réalisées par Fraselle (2010) [41], car il ne reproduit pas les mêmes processus. Ce modèle suppose enfin que la source sédimentaire provient du lit mineur.

De plus, la calibration de cette formulation est imparfaite car elle ne repose que sur une seule série d'expérience, et repose également sur une hypothèse forte de loi puissance provenant également de la même série d'étude. Un travail important est donc nécessaire pour améliorer et valider cette formulation dans d'autres conditions d'écoulement, pour d'autres sédiments mis en jeu.

### 9.3.4 Implémentation dans le code COURLIS

Ces développements théoriques ont entraîné des développements importants dans le code de calcul COURLIS. La structure du programme FORTRAN a été modifiée de sorte que les variables hydrauliques calculées en lit composé soient transférées dans le noyau de calcul de transport sédimentaire. Les formulations définies par l'Équation 9.3 pour le calcul de la contrainte locale dans le cas d'un écoulement en lit composé a donc pu être ajoutée dans le code, et les abaques présentées sur la Figure 9.8 ont été implémentées dans le module de transport. Ce calcul intervient dans le calcul uniquement au niveau de l'étape d'évaluation des termes sources, et les sédiments sont ainsi déposés selon la loi donnée par l'Équation 7.54 à la concentration $C_m$ ou $C_M$ en fonction de la position transverse au niveau du quel le bilan est effectué. Dans la suite du rapport nous appellerons **Modèle C1** le modèle de prise en compte d'une perte de charge par lit dans le calcul de la contrainte mais dont le calcul se fait avec une concentration moyenne dans la section, et **Modèle C2** le même modèle mais avec la prise en compte d'une concentration moyenne par lit pour l'évaluation du terme de dépôt.

## 9.4 Application du modèle de transport en lit composé à la crue de mai 2010

### 9.4.1 Définition et paramétrisation du modèle

Pour tester et illustrer cette formulation, un cas réel de crue a été choisi. Il s'agit de la crue de mai 2010. Ce cas réel a été choisi pour plusieurs raisons :

- la crue de mai 2010 est modélisable avec la géométrie choisie pour le modèle. En effet, les mesures topographiques réalisées sur l'Isère et servant de base à la construction de la géométrie du modèle sont antérieures à l'épisode de crue de mai 2010 ;

- il s'agit de l'évènement postérieur à la crue de mai 2008 qui a sans doute le plus mobilisé les bancs alternés de l'Isère, avec un débit mesuré à Grenoble équivalent en pointe à celui de la crue de mai 2008. Le pic de débit de l'hydrogramme a duré près d'une journée, suffisamment longtemps pour que l'écoulement sur les bancs soit localement permanent, et de façon suffisamment prononcée pour que l'écoulement soit uniforme sur les bancs alternés ;

- enfin, on dispose de données quantitatives sommaires et qualitatives des dépôts mesurés sur les bancs après le passage de la crue (voir Annexe D). Cette précieuse source d'information nous permet de juger de la qualité de la modélisation dans l'absolu, et non pas seulement comparativement à une autre formulation.

Compte tenu de la nature de la crue qui était généralisée sur l'ensemble du bassin versant (voir chapitre 4) un bief a été choisi de telle façon à ce qu'il soit le moins soumis à des apports latéraux. Ainsi, le tronçon du lit de rivière encadré par la confluence Arc-Isère et le site de mesure I3 a été choisi pour la modélisation de la crue de mai 2010. La Figure 9.9 présente les conditions limites amont hydrauliques et sédimentaires utilisées pour modéliser cette crue.

L'hydrogramme et le signal de concentration présentés en Figure 9.9 ont été mesurés sur le site I3, et ont été choisis comme condition limite amont pour ce calcul. Pour réaliser ce calcul, une maille de $\Delta X = 100m$ a été choisie, et le pas de temps $\Delta T$ a été calculé de façon automatique par le code de calcul, de façon à respecter un nombre de Courant de 0.8. Par rapport aux chasses de barrage, les contraintes numériques sont en effet beaucoup moins importantes : les fortes valeurs de débits produisent de fortes hauteurs d'eau, réduisant ainsi les irrégularités géométriques de l'écoulement et les apports latéraux sont nuls sur ce bief. Pour résoudre l'étape de convection, un schéma aux volumes finis d'ordre 3 a été utilisé. La durée de simulation a été fixée à 590000 secondes. Les paramètres hydro-sédimentaires ont été pris identique à ceux qui ont permis de calibrer les chasses de barrage (Chapitre 10).

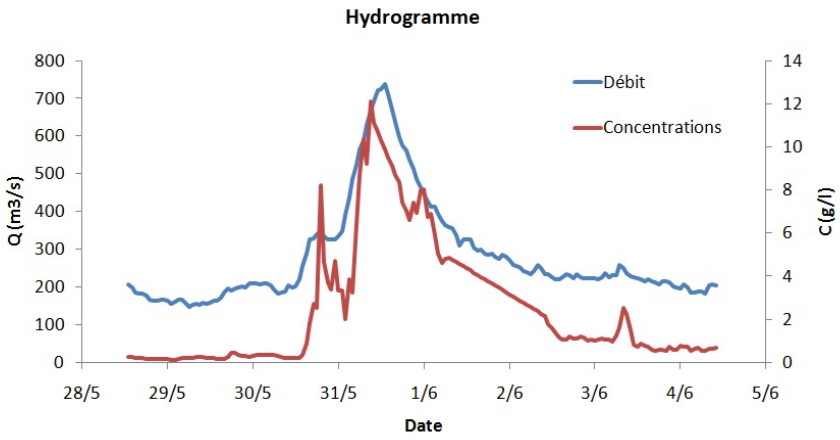



FIGURE 9.9 – Conditions limites amont hydrauliques et sédimentaires pour la crue de mai 2010

### 9.4.2 Résultats

La répartition spatiale des contraintes efficaces moyennes pour le lit mineur et le lit majeurs sont présentées respectivement sur les graphiques de la Figure 9.10 et de la Figure 9.11. Ces valeurs indiquent que la calibration du modèle, et en particulier les valeurs de contrainte critique de dépôt et d'érosion sont cohérentes avec les valeurs de contraintes de cisaillement calculées par le modèle. Les contraintes de cisaillement calculées dans le lit mineur varient en moyenne entre 4 et 15 Pa, avec des maxima locaux de l'ordre de 30 Pa. Dans le lit majeur, les contraintes varient en moyenne entre 0.2 et 1 Pa, avec des maxima locaux de 1.5 Pa. On peut donc prédire avec ces répartitions de contrainte que le lit mineur sur ce tronçon de l'Isère présentera plutôt une tendance à l'érosion et les bancs végétalisé une tendance au dépôt au cours de l'évènement de crue de mai 2010.

Les valeurs de concentrations maximales calculées au cours de l'évènement par le modèle C2 sont représentées sur la Figure 9.12. Avec cette formulation, on remarque que la concentration homogène par section est répartie dans le lit mineur avec une valeur plus élevée, et dans le lit majeur avec une valeur plus faible. Ces résultats confirment que la formulation théorique a été implémentée correctement dans le code de calcul COURLIS. Ils renseignent également sur le fait que selon la formulation proposée, les concentrations moyennes sur les bancs végétalisés de l'Isère ne dépassaient pas 5 g/l lors de l'épisode de crue, alors que dans le lit mineur les concentrations pouvaient atteindre localement 20 g/l sur ce tronçon.

Pour évaluer les résultats de ce calcul hydrosédimentaire, les variables $\Phi$ (en milliers de tonnes), représentant le flux total intégré pendant l'évènement et $\Delta S_b$ (en m$^2$), représentant la variation surfacique du profil en travers, ont été calculés en chaque point de maillage. La Figure 9.13 représente les valeurs de flux $\Phi$ (Figure 9.13a), décomposée en deux valeurs pour chacun des lits mineur $\Phi_m$ (Figure 9.13b) et majeur $\Phi_M$ (Figure 9.13c),

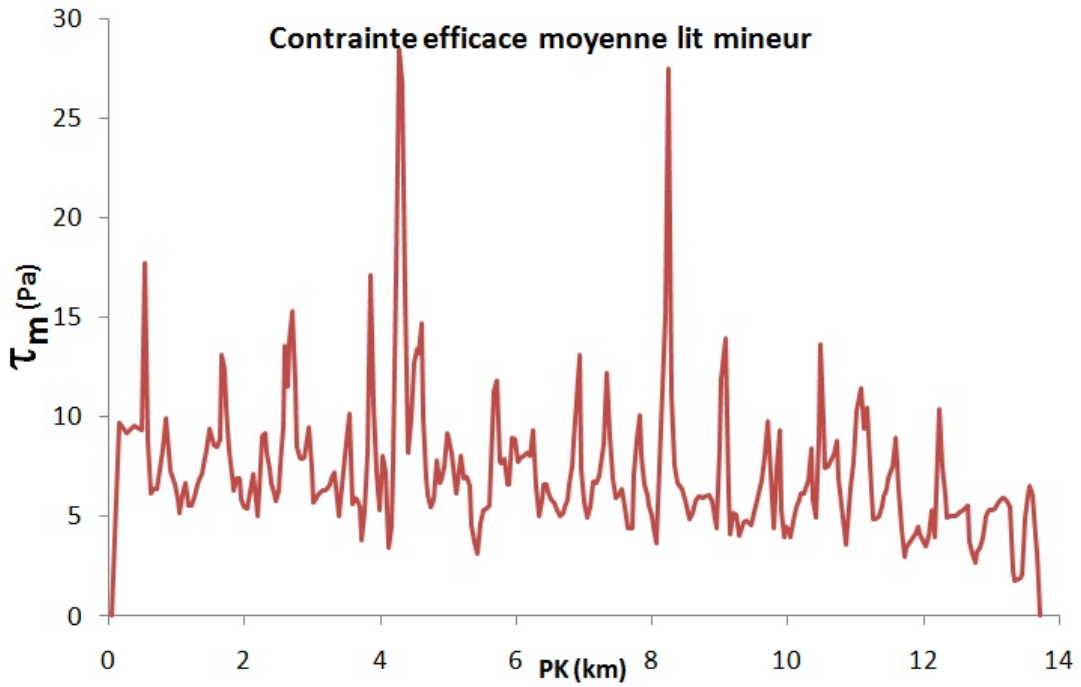



FIGURE 9.10 – Valeurs de la contrainte $\tau_m$ (Pa) moyennées en chaque profil sur la durée de l'évènement de crue

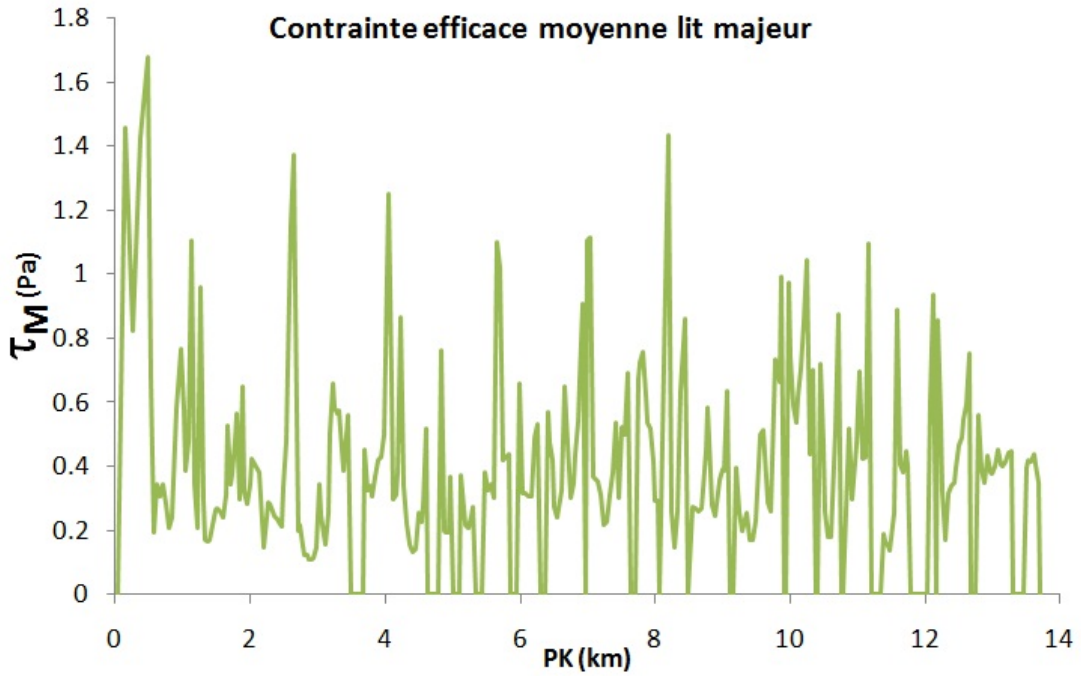



FIGURE 9.11 – Valeurs de la contrainte $\tau_M$ (Pa) moyennées en chaque profil sur la durée de l'évènement de crue

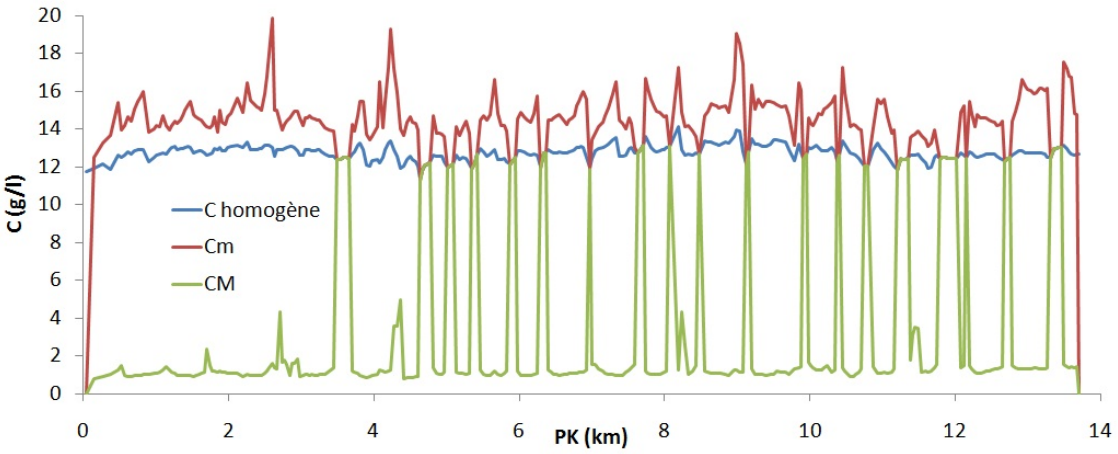



FIGURE 9.12 – Valeurs maximales de la concentration moyenne homogène (en bleu), de la concentration moyenne dans le lit majeur (vert) et de la concentration moyenne dans le lit mineur (rouge) calculées avec le modèle C2 (en g/l)

pour un calcul avec le modèle C1 ou C2.

On remarque que la prise en compte d'une concentration par lit change de façon significative la distribution spatiale des flux. Le flux $\Phi_M$ calculé avec le modèle C1 est en effet de l'ordre de 80 milliers de tonnes de MES transitées sur les bancs pendant l'évènement de crue, avec un maximum de 250 milliers de tonnes, contre moins de 30 milliers de tonnes avec le modèle C2, pour une même répartition des débits. Cette différence de flux dans le lit majeur entre les deux modèles se répercute bien sûr sur le flux calculé dans le lit mineur (par conservation de la masse) mais également sur le flux total : du fait des dépôts engendrés par les fortes concentrations en lit majeur, le flux $\Phi$ diminue avec le modèle C1 de près de 100 milliers de tonnes sur ce tronçon de 14 km alors qu'il ne diminue que d'une dizaine de milliers de tonnes avec le modèle C2, pour lequel les dépôts s'équilibrent avec les remises en suspension. Ce résultats est plus en accord avec la distribution spatiale de $\Phi$ mesurée le long de l'Arc et de l'Isère calculée au chapitre 5 pour cet évènement de crue.

La Figure 9.14 représente la distribution spatiale des valeurs positives de $\Delta S_b$ (en m$^2$). Pour le modèle C1, les variations de surface positives sont en moyenne égales à 40 m$^2$, pour une valeur maximale de 128 m$^2$. Avec le modèle C2, ces valeurs passent en moyenne à 7 m$^2$ pour une valeur maximale de 22 m$^2$.

Ces différences sont importantes (un rapport de 6 environ) et en termes de hauteur de dépôt, la différence est plus parlante. Pour une largeur moyenne de banc de 30 m (la largeur maximale des bancs est en général de 50 m environ), ces valeurs de variations de surface rapportées à des hauteurs de dépôt sont en moyenne de 1.33 m pour le modèle C1 contre 23 cm avec le modèle C2, pour des valeurs maximales respectives de 4.26 m et 73 cm. La Figure D.1 présente en Annexe D les données mesurées les jours suivants la crue de mai 2010 (Dall'Osto, 2012 [25]).

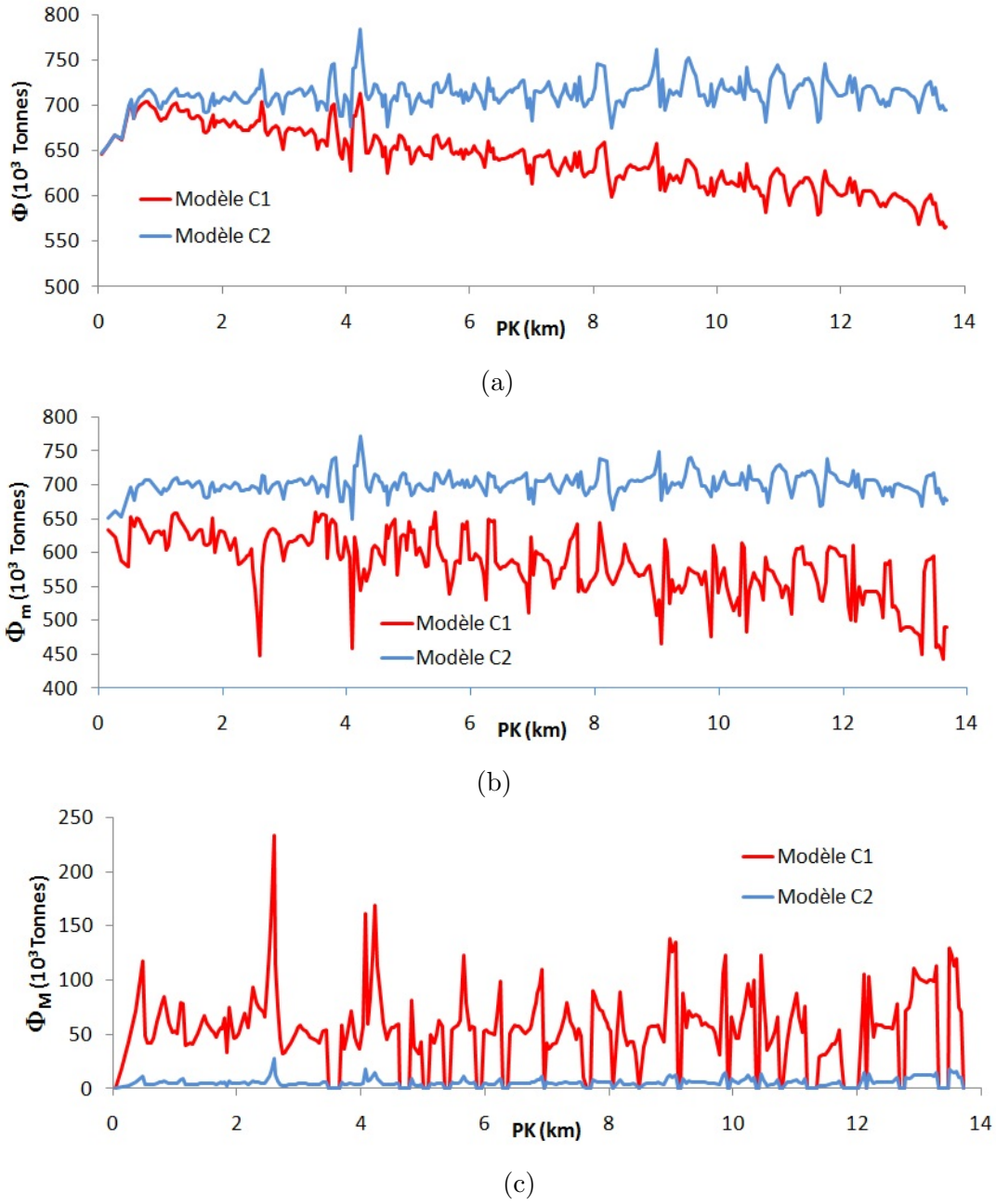



FIGURE 9.13 – Valeurs des flux intégrés $\Phi$ (a), de flux intégré dans le lit mineur $\Phi_m$ (b) et de flux intégré dans le lit majeur $\Phi_M$ (c) calculées pour les modèles C1 et C2)

Ces mesures ont été réalisées sur des zones de dépôt, en partie sur le tronçon modélisé ici. Les valeurs de hauteur de dépôt concernent la plupart du temps des zones de dépôt localisées, et ne sont donc pas moyennées sur la largeur. Elles sont donc légèrement surévaluées par rapport aux hauteurs de dépôt moyennes calculées précédemment. Les valeurs de dépôt observées sur le terrain sont plus proches des valeurs de dépôt calculées par le modèle C2 que pour le modèle C1, qui surestime largement le dépôt. Néanmoins, il

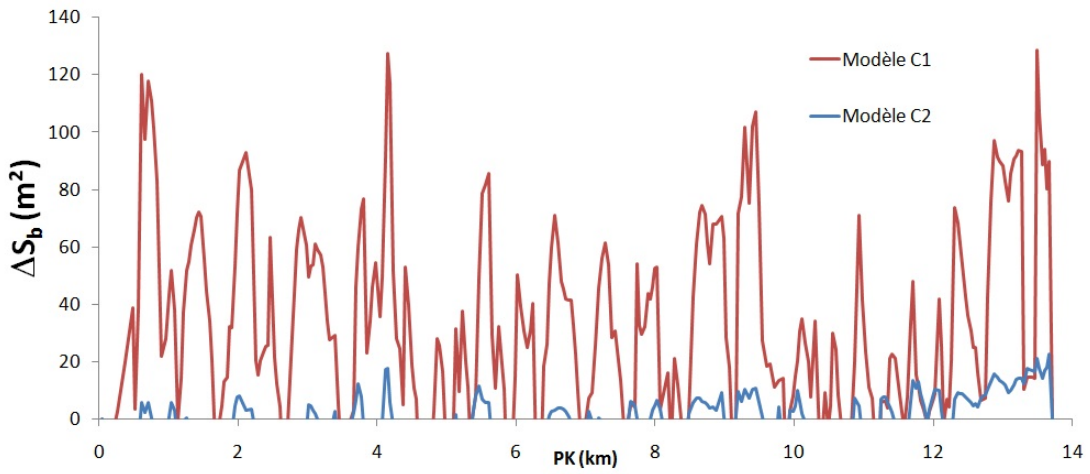



FIGURE 9.14 – Valeurs de variations de la surface sédimentaire des profils en travers pour les deux modèles

faut garder à l'esprit que ces variations de surfaces sédimentaires calculées par le modèle dépendent largement des paramètres utilisés pour réaliser ce calcul. Ainsi, il est plus important de noter que les phénomènes de dépôt modélisé par le modèle C2 est environ 6 fois inférieur à celui évalué par le modèle C1.

## 9.5 Conclusions

Dans ce chapitre, un travail théorique a été réalisé pour prendre en compte de façon plus réaliste le transport de MES en lit composé dans les modèles numériques 1D. Une formulation de calcul local de la contrainte de cisaillement a été proposée en utilisant des valeurs moyennes par lit des variables hydrauliques (Modèle C1). Pour prendre en compte les transferts de MES en lit composé, une formulation a été établie, permettant de répartir la concentration moyenne calculée en une section de calcul par un modèle unidimensionnel en une concentration moyenne par lit (Modèle C2). Cette formulation a été calibrée à l'aide d'expériences menées en laboratoire par Hu et al. (2010) [56]. Les résultats théoriques se présentent ainsi sous la forme d'abaques, donnant le rapport des concentrations moyennes des lits mineur et majeur en fonction du rapport des contraintes efficaces moyennes, pour un rapport des coefficients de frottement donné. Cette formulation a été testée sur le cas réel de la crue de mai 2010, sur un tronçon de l'Isère long de 14 km. Les résultats de ce calcul permettent de valider l'implémentation des deux modèles C1 et C2 dans COURLIS, et montrent des différences significatives sur les grandeurs de dépôt calculées (un rapport de 6). Avec la calibration utilisée, cette nouvelle formulation montre des résultats en accord avec les observations de terrain. La prise en compte d'une concentration moyenne globale entraine une forte surestimation des dépôts.

Chapitre 10

# Calibration et modélisation hydro-sédimentaire des chasses de barrage

## Sommaire


**10.1 Introduction** . . . . . **234**

**10.2 Sensibilité du modèle aux paramètres sédimentaires** . . . . . **234**

10.2.1 Définition d'un jeu de paramètres de référence . . . . . 234

10.2.2 Résultats . . . . . 237

**10.3 Modélisation d'épisodes réels de chasse de barrage** . . . . . **240**

10.3.1 Choix d'un jeu de paramètres réalistes pour modéliser les chasses de barrage . . . . . 240

10.3.2 Applicaton aux chasses de barrage de 2010, 2011 et 2012 . . . . 243

**10.4 Discussion** . . . . . **246**

10.4.1 Les conditions initiales de débit sur l'Isère . . . . . 247

10.4.2 Vers une approche multiclasse . . . . . 247

**10.5 Conclusions** . . . . . **248**

## 10.1 Introduction

Dans ce chapitre, il est question de la modélisation hydro-sédimentaire des chasses de barrage. Dans les chapitres précédents, les chasses de barrage de 2010 et 2011 ont montré leur intérêt pour servir de référence par rapport aux autres chasses. Les débits mesurés sur l'Isère sont en effet très différents pour chacune des chasses, et le jeu de données hydro-sédimentaires disponibles sur l'ensemble du domaine est le plus complet. Ainsi, ces deux chasses sont étudiées en détail et servent de support à une analyse de sensibilité des différents paramètres hydro-sédimentaires. Un jeu de paramètres est ensuite défini au regard des résultats donnés par l'analyse de sensibilité, mais également dans un souci d'utiliser les paramètres les plus physiques possible. Cette calibration a pour objectif en particulier de confronter le modèle C2 aux mesures de flux de MES réalisées pendant les chasses et de mieux comprendre ses limites d'application et sa capacité prédictive.

## 10.2 Sensibilité du modèle aux paramètres sédimentaires

### 10.2.1 Définition d'un jeu de paramètres de référence

Pour réaliser une modélisation hydro-sédimentaire, il est nécessaire de calibrer et de choisir un nombre important de paramètres. Le chapitre 7 a défini les paramètres essentiels de la modélisation hydro-sédimentaire par le code de calcul COURLIS. Les paramètres utilisés dans cette étude de sensibilité sont définis *a priori* à partir de mesures ou de références bibliographiques. Pour chaque paramètre, une valeur de référence est choisie et est associée à une valeur supérieure et une valeur inférieure, définissant les variations de ce paramètre dans des gammes physiques. La réponse du modèle aux variations d'entrée de chacun de ces paramètres sera ensuite analysée. Cette méthode d'analyse « One Factor At A Time » (OFAAT) a déjà été utilisée pour tester la sensibilité de modèles hydro-sédimentaires (Jodeau et Menu, 2012 [63], Félix et Xanthoulis, 2005 [37]). Beaucoup d'autres méthodes d'analyse de sensibilités de modèle numérique existent (Ioss, 2011 [57]), et permettent par exemple de prendre en compte les corrélation entre les différents paramètres. La méthode (OFAAT) a été choisie dans ce chapitre essentiellement pour sa facilité de mise en oeuvre dans le temps imparti.

Pour paramétrer les processus d'érosion, deux coefficients sont utilisés :

➙ la contrainte critique d'érosion $\tau_{ce}$ a été mesurée par Le Hir et al. (2010 [78]) pour des mélanges sablo-vaseux. Les valeurs mesurées de ce paramètre varient entre 2 et 10 Pa, en fonction du pourcentage de sédiments supérieurs à 63 $\mu$m. On a montré dans le chapitre 6 que le diamètre médian moyen des zones de dépôt de matériaux fins sur le lit de l'Arc et de l'Isère est de 60 $\mu$m. Ainsi, la valeur de ce paramètre sera choisie égale à 5 Pa, ce qui correspond à la valeur mesurée par Le Hir et al. (2010) [78] pour ce pourcentage de sédiments inferieurs à 63 $\mu$m. La variabilité de la granulométrie des zones de dépôts permet de définir les bornes de variations de $\tau_{ce}$. La borne supérieure de 7 Pa sera testée

pour l'analyse de sensibilité, ainsi qu'une borne inférieure de 3 Pa.

➙ Pour le coefficient de Parthéniades $M$, la gamme de valeurs mesurées trouvées dans la littérature est très grande. Ainsi, pour différents types de sols et différentes méthodes de mesure, les études de Ravisangar et al. (2001) [117], Westrich et al. (1997 [145]), Johansen et al. (1997) [64] et Ravens et Gschwend (1999) [116] mesurent des valeurs comprises entre $10^{-1}$ et $10^{-8}$ kg/m$^2$/s. En triant ces valeurs par nature de sol et en les comparant avec celles rassemblées par Van Rijn (1993) [140], la valeur de référence est fixée à $M = 10^{-3}$ kg/m$^2$/s, pour une borne supérieure égale à $M = 10^{-2}$ kg/m$^2$/s et une borne inférieure à $M = 10^{-4}$ kg/m$^2$/s.

Pour calibrer les processus de dépôt, deux paramètres doivent être fixés :

➙ la vitesse de chute $W_s$ a été mesurée pendant des épisodes de chasse de barrage (Chapitre 6) et on choisit la valeur de référence comme étant égale à la moyenne des vitesses de chute médianes mesurées. Soit $W_s = W_{50} = 0.4$ mm/s. La borne supérieure est égale à la moyenne des valeurs du paramètre $W_{70}$ mesurées sur le terrain soit 0.8 mm/s et la borne inférieure à celle de $W_{30}$, soit 0.3 mm/s.

➙ Pour la contrainte critique de dépôt $\tau_{cd}$, Parchure et Metha (1965) [107] ont montré dans des expériences en canal que le dépôt des limons n'est pas possible au delà de 1 Pa et devient en revanche systématique en dessous de 0.2 Pa. La valeur de référence de ce paramètre est donc fixée à 0.6 Pa, avec la valeur de 0.8 Pa comme borne supérieure et 0.4 Pa comme borne inférieure.

Pour paramétrer le calcul de la contrainte efficace exercée sur les MES par l'écoulement, il est nécessaire de fixer une valeur du coefficient de frottement local $K_p$, dit de peau. Pour calculer ce paramètre, il n'est pas possible d'utiliser les formules de Strickler reliant le coefficient de frottement rugueux aux valeurs de diamètre $D_{50}$ ou $D_{90}$. Les classes granulométriques des MES mesurées sur l'Arc et l'Isère ainsi que sur des zones de dépôt ne dépassent en moyenne jamais 0.2 mm. En dessous de cette taille, les grains sont plus fins que l'ordre de grandeur de la couche limite turbulente générée par les macro-rugosités environnantes. Néanmoins, il est possible d'estimer le frottement lié à ces tailles de particules les plus fines en utilisant la formule de Darcy-Weisbach (Graf, 1993 [47]). En utilisant cette formule dans le domaine turbulent rugueux avec des conditions d'écoulement semblables à celles mesurées et modélisées pendant les chasses de barrage, Bertier et Bouchard (2008) [14] ont appliqué cette méthode à des limons de la retenue de St Lazare sur la Durance. La valeur de coefficient de Strickler équivalent trouvé par ces auteurs est de $K_p = 85$ m$^{1/3}$/s. On choisit donc cette valeur de référence, et les bornes inférieures et supérieures de cette valeur de référence sont respectivement 80 m$^{1/3}$/s et 90 m$^{1/3}$/s

La valeur de coefficient de dispersion a été déterminée par des mesures de concentration de traceur passif sur un bief de l'Arc, en période de basses eaux (le débit mesuré était alors de 7 m$^3$/s environ (voir Annexe E)). La valeur constante de coefficient de dispersion permettant d'obtenir les résultats les plus proches de ces mesures est à $K_x = 20$ m$^2$/s.

Néanmoins, des études (voir Chapitre 2) ont montré que cette valeur de coefficient de dispersion dépend de plusieurs paramètres liés à la nature de l'écoulement, comme la vitesse et la hauteur d'eau. Pour des conditions de débit proches de celles des chasses de barrage, des calculs réalisés à l'aide de plusieurs formules empiriques donnent une large gamme de valeurs possibles. La formule empirique de Li (Li et al., 1998 [82]), qui reproduit le mieux les valeurs mesurées, donne une valeur moyenne de $K_x = 70$ m$^2$/s (Annexe E). Ainsi, cette valeur est prise comme valeur de référence, et les bornes inférieures et supérieures sont respectivement égales à 20 et 120 m$^2$/s.

Les conditions initiales du lit de la rivière sont représentées par une masse de sédiment remobilisable répartie le long du bief. Pour définir cette masse, deux paramètres sont nécessaires : la masse volumique du lit $\rho_b$ et la hauteur $\Delta Z_b$ de la couche de sédiments disponibles. Par soucis de simplicité, nous fixerons la masse volumique du lit à $\rho_b = 1000$ kg/m$^3$, réduisant ainsi la distribution de la masse disponible à la distribution du paramètre $\Delta Z_b$. Le modèle le plus simple devient alors une hauteur de sédiments remobilisable homogène dans chaque profil en travers et tout le long du bief. Les chapitres de la partie 1 de ce manuscrit, ainsi que des observations de terrains réalisées fréquemment montrent néanmoins que ce modèle simpliste n'est pas réaliste.

En effet, les bilans de masses réalisés pour les chasses et à l'échelle du lit de la rivière sur des grandes périodes montrent que le dépôt est plus significatif sur le lit de l'Isère que sur le lit de l'Arc. Ainsi, la hauteur de sédiments remobilisables aura tendance à être plus élevée sur l'Isère que sur l'Arc. Deux scénarii sont testés : une hauteur de dépôt de 10 cm répartie de façon homogène sur l'ensemble du bief (condition de référence) est répartie dans un ratio de 60% sur l'Isère et 40% sur l'Arc, puis de 80% sur l'Isère et 20% sur l'Arc. Cela équivaut à des hauteurs de couches sédimentaires de respectivement 11 et 14 cm sur l'Isère, et 9 et 4 cm sur l'Arc.

Une répartition transverse homogène dans chaque profil n'est pas non plus réaliste. Ainsi, la configuration de référence de cette répartition transverse de la hauteur de sédiments remobilisables est celle d'une couche de sédiments de 10 cm dans chaque profil. Deux autres scénarii sont également testés. La surface sédimentaire transverse $S_b$ de chaque profil est répartie dans un ratio de 70% sur le lit majeur et 30% sur le lit mineur, puis 100% sur le lit majeur et 0% sur le lit mineur. Cette répartition équivaut à des hauteurs de couches sédimentaires différentes pour chaque profils.

Enfin, l'effet de la variation du coefficient de frottement du lit majeur $K_M$ est testée, et des variations de plus ou moins 20% sont appliquées à chacun de ces bancs. L'ensemble de ces valeurs de paramètres hydro-sédimentaires de référence sont rassemblées dans le Tableau 10.1.

| Valeurs : | | Centrale | Supérieure | | Inférieure | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Valeur | Variation (%) | Valeur | Variation (%) |
| Dépôt | τcd (Pa) | 0.6 | 0.8 | +33% | 0.4 | -33% |
| | Ws (mm/s) | 0.4 | 0.8 | +100% | 0.3 | -25% |
| Erosion | M (kg/m²/s) | 0.001 | 0.01 | +900% | 0.0001 | -90% |
| | τce (Pa) | 5 | 7 | +40% | 3 | -40% |
| Coefficient de frottement | Km (m^(1/3)/s) | - | - | +20% | - | -20% |
| | Kp (m^(1/3)/s) | 85 | 90 | +6% | 80 | -6% |
| Dispersion | Kx (m²/s) | 70 | 120 | +100% | 20 | -60% |
| Valeurs : | | Centrale | Supérieure | | Supérieure + | |
| | | | Valeur | Part de la surface totale (%) | Valeur | Part de la surface totale (%) |
| Masse initiale | Zini majeur (cm) | 10 | - | +70% | - | +100% |
| | Zini Isère (cm) | 10 | 11 | +60% | 14 | +80% |

Tableau 10.1 – Paramètres de référence, et variations proposées pour l'analyse de sensibilité

### 10.2.2 Résultats

Pour quantifier la sensibilité du modèle numérique hydro-sédimentaire Arc-Isère, le jeu de paramètres de référence et ses variations présentées dans le Tableau 10.1 ont été utilisés. Pour les chasses de 2010 et 2011, les modèles basés sur une répartition uniforme de la concentration (modèle C1) ou sur une concentration moyenne dans le lit mineur et dans le lit majeur (modèle C2) ont été testés. Ainsi, 76 calculs ont été réalisés pour chacune de ces chasses, chacun de ces modèles et chacun des paramètres.

Les paramètres du modèle hydraulique sont les mêmes que ceux décrits dans le chapitre 8. Après avoir vérifié la sensibilité du modèle à la fréquence de couplage (Annexe F), celle-ci a été fixée à $N_H = 1000$ et $N_S = 1500$ (voir Chapitre 6 pour les notations). Les conditions aux limites amont du modèle sont les signaux de concentration en MES mesurés au site de mesure A10, translatés dans le temps 5 min plus tôt. La condition limite aval est une condition de flux constant, à savoir $C_N = C_{N-1}$. Enfin, les concentrations en MES sont supposées nulles sur l'ensemble du bief à l'état initial.

Pour quantifier de façon objective les résultats de l'analyse de sensibilité, deux variables de sortie du modèle ont été analysées : le flux total $\Phi$ défini dans l'équation 4.2 et le maximum temporel de concentration $C_{max}$. Ces grandeurs ont été évaluées en deux positions : sur la dernière maille de calcul de l'Arc, et sur la dernière maille de tout le bief (à Grenoble, sur l'Isère). Les variations relatives de ces variables sont calculées par l'écart relatif entre la valeur calculée par le modèle avec le jeu de paramètre de référence $Ref$ et

celui calculé en prenant en compte la variation locale d'un paramètre ($p^+$ ou $p^-$) :

$$\Delta\Phi = \frac{\Phi(p^{\pm}) - \Phi(Ref)}{\Phi(Ref)} \tag{10.1}$$

et

$$\Delta C_{max} = \frac{C_{max}(p^{\pm}) - C_{max}(Ref)}{C_{max}(Ref)} \tag{10.2}$$

Les variations relatives des paramètres sont définies par :

$$\Delta p = \frac{p^{\pm} - p(Ref)}{p(Ref)} \tag{10.3}$$

Comme les variations de ces paramètres ne sont ni homogènes ni symétriques pour tous les paramètres, il est nécessaire de normaliser les variations des variables de sortie $\Phi$ et $C_{max}$ par les variations relatives des paramètres d'entrée. Ces rapports $\Delta\Phi/\Delta p$ et $\Delta C_{max}/\Delta p$ entre les deux variations relatives sont présentés pour chaque configuration et pour les deux variables de sortie dans le Tableau 10.2 et le Tableau 10.2. Pour identifier les paramètres engendrant le plus de variations en sortie du modèle, les rapports de variations relatives inférieurs à 10% sont représentés en vert, ceux compris entre 10% et 50% en mauve, entre 50% et 100% en orange et les valeurs supérieures à 100% en carmin.

| Flux | | Arc | | | | Isère | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Calcul : | | 2010 C1 | 2010 C2 | 2011 C1 | 2011 C2 | 2010 C1 | 2010 C2 | 2011 C1 | 2011 C2 |
| $\tau_{cd}$ | + | -7% | -5% | -8% | -6% | -33% | -11% | -36% | -19% |
| | – | -7% | -4% | -9% | -7% | -44% | -11% | -48% | -20% |
| Ws | + | -7% | -5% | -8% | -6% | -31% | -10% | -39% | -17% |
| | – | -7% | -5% | -8% | -7% | -41% | -10% | -55% | -20% |
| M | + | 4% | 4% | 8% | 8% | 5% | 5% | 21% | 19% |
| | – | 67% | 67% | 74% | 74% | 79% | 77% | 83% | 81% |
| $\tau_{ce}$ | + | -80% | -80% | -90% | -90% | -112% | -107% | -118% | -114% |
| | – | -125% | -125% | -147% | -147% | -275% | -246% | -384% | -348% |
| $M_{ini}$ T | ++ | -67% | -67% | -75% | -75% | -79% | -78% | -83% | -82% |
| | + | -77% | -77% | -82% | -81% | -70% | -71% | -57% | -57% |
| $M_{ini}$ L | ++ | -43% | -43% | -47% | -47% | -23% | -26% | -17% | -18% |
| | + | -12% | -12% | -15% | -15% | -3% | -5% | -1% | -1% |
| $K_m$ | + | 7% | 3% | 15% | 3% | 56% | 10% | 57% | 9% |
| | – | 11% | 4% | 11% | 4% | 70% | 12% | 63% | 11% |
| $K_p$ | + | -212% | -208% | -661% | -238% | -381% | -314% | -665% | -351% |
| | – | -236% | -231% | -271% | -266% | -495% | -392% | 1220% | -463% |
| $K_x$ | + | -2% | -2% | 4% | -2% | 0% | 0% | 47% | -1% |
| | – | -1% | -1% | -6% | -6% | 0% | 0% | -3% | -3% |

Tableau 10.2 – Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle pour la variable $\Phi$

La lecture de ces tableaux est la suivante : si $\Delta\Phi/\Delta p$ ou $\Delta C_{max}/\Delta p$ sont égaux à 100%, cela signifie que des variations de paramètres en entrée du modèle produisent exactement les mêmes variations sur les variables de sortie. Une valeur inférieure à 100% traduit une

| Concentration | | Arc | | | | Isère | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Calcul : | | 2010 C1 | 2010 C2 | 2011 C1 | 2011 C2 | 2010 C1 | 2010 C2 | 2011 C1 | 2011 C2 |
| $\tau_{cd}$ | + | -2% | -6% | -10% | -7% | -39% | -12% | -37% | -17% |
| | – | -9% | -6% | -10% | -7% | -52% | -13% | -51% | -18% |
| Ws | + | -12% | -9% | -13% | -10% | -38% | -14% | -35% | -18% |
| | – | -10% | -7% | -11% | -8% | -50% | -13% | -64% | -19% |
| M | + | 7% | 7% | 15% | 15% | 5% | 3% | 14% | 12% |
| | – | 43% | 43% | 42% | 41% | 54% | 52% | 58% | 55% |
| $\tau_{ce}$ | + | -54% | -54% | -53% | -53% | -77% | -72% | -80% | -75% |
| | – | -85% | -82% | -83% | -83% | -145% | -130% | -207% | -175% |
| $M_{ini}$ T | ++ | -43% | -43% | -41% | -41% | -55% | -53% | -58% | -55% |
| | + | -54% | -54% | -44% | 20% | -57% | -57% | -53% | -52% |
| $M_{ini}$ L | ++ | -31% | -31% | -25% | -25% | -22% | -24% | -21% | -22% |
| | + | -9% | -9% | -6% | -6% | -5% | -7% | -3% | -3% |
| $K_m$ | + | 14% | 9% | 36% | 4% | 51% | 6% | 56% | -4% |
| | – | 20% | 12% | 18% | 10% | 84% | 23% | 61% | 10% |
| $K_p$ | + | -147% | -142% | -372% | -156% | -289% | -212% | -544% | -234% |
| | – | -148% | -142% | -170% | -163% | -338% | -242% | -7985% | -282% |
| $K_x$ | + | -3% | -3% | 0% | -7% | -2% | -2% | 46% | -5% |
| | – | -2% | -2% | -15% | -15% | -2% | -2% | -9% | -11% |

Tableau 10.3 – Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle pour la variable $C_{max}$

diminution de l'amplitude de la variation des paramètres d'entrée par le modèle, et une valeur supérieure traduit une sensibilité élevée du modèle aux variations des paramètres d'entrée. Une valeur négative traduit une tendance inversée : par exemple, une augmentation du paramètre $\tau_{ce}$ entraine une diminution du phénomène d'érosion, et donc de la concentration $C_{max}$ calculée par le modèle, et enfin du flux $\Phi$.

L'analyse de ces deux tableaux montre que pour chacune des deux variables :

- le modèle est plus sensible aux variations des paramètres d'entrée sur l'Isère que sur l'Arc, ce qui traduit un cumul longitudinal des processus de dépôt et d'érosion ;
- les variations des paramètres $\tau_{ce}$, $K_p$ et la répartition transverse de la masse initiale de sédiments présents dans le lit entraînent les plus grandes variations en sortie du modèle ;
- le modèle est plus sensible aux variations des paramètres de dépôt sur l'Isère que sur l'Arc, et est dans l'absolu peu sensible sur l'Arc ;
- le modèle est enfin peu sensible aux variations du coefficient de dispersion $K_x$, ainsi qu'à celles du coefficient de frottement du lit majeur.

Ces résultats, valables dans les gammes de paramètres définies précédemment, pourraient être différents dans d'autres gammes de variations, et en particulier pour les contraintes critiques de dépôt et d'érosion qui apparaissent dans des lois à seuil. En complément de ces analyses sur des variables calculées en deux positions du domaine

d'étude, une analyse visuelle de la répartition spatiale des valeurs de $\Phi$ a été réalisée dans chaque cas. Cette analyse, non documentée dans ce manuscrit, confirme les conclusions précédentes et montre en outre que la masse initiale de sédiments doit être répartie selon des scénarios différents de celui d'une répartition homogène pour donner des résultats cohérents en restant dans des gammes physiques des paramètres.

## 10.3 Modélisation d'épisodes réels de chasse de barrage

### 10.3.1 Choix d'un jeu de paramètres réalistes pour modéliser les chasses de barrage

#### 10.3.1.1 Paramètres hydro-sédimentaires

Dans le paragraphe précédent, une analyse de sensibilité a permis de comprendre le comportement global du modèle Arc-Isère. Elle a également permis de montrer que des variations de certains paramètres engendrent des variations significatives de résultats. Dès lors, il convient de fixer une stratégie de paramétrage cohérente avec le but de l'étude. La sensibilité du modèle à un nombre significatif de paramètres peut donner l'impression qu'en modifiant largement ces paramètres, le modèle pourrait reproduire sans difficulté le transport de MES généré par de nombreux évènements hydrologiques. Cependant, l'analyse visuelle des tests de sensibilité a permis de montrer qu'en réalité peu de valeurs de paramètres permettent de reproduire les tendances globales observées lors des chasses.

Cette conclusion plaide *a priori* en faveur de l'existence d'un unique jeu de paramètres permettant de reproduire plusieurs épisodes de chasse de barrage. En outre, la stratégie de paramétrage du modèle doit être en accord avec la nature et la qualité des données de validation d'une part, et des objectifs initiaux de ce travail de thèse d'autre part. Ainsi, un jeu de paramètres cohérent et macroscopiquement justifiable doit être établi afin de tester objectivement la capacité des modèles C1 et C2 à reproduire les évolutions de flux de MES sur l'ensemble du domaine d'étude. Une approche de type « ingénierie », qui consisterait à calibrer les paramètres pour chaque évènement de chasse afin d'obtenir des résultats les plus proches de ceux mesurés, ne sera pas choisie ici.

**10.3.1.1.1 Paramètres d'érosion** Concernant la contrainte critique d'érosion, nous garderons la valeur centrale de ce paramètre choisie pour l'analyse de sensibilité, soit $\tau_{\text{ce}} = 5\text{Pa}$. Cette valeur correspond à la valeur mesurée par Le Hir et al. (2010) [78] pour la valeur du pourcentage de sédiments inferieurs à 63 $\mu$m mesurée sur le lit de l'Arc et de l'Isère (Chapitre 6). La constante de Parthéniades $M$ a été calée de telle façon à reproduire correctement l'érosion locale la plus importante mesurée pendant les chasses de barrage, à savoir celle qui a été identifiée lors de la chasse de 2010 entre les sites de mesure I2 et I3 (voir Chapitre 5 pour les mesures et l'Annexe A pour les sites de mesure). Pour reproduire correctement cette érosion le long du tronçon, une valeur de $M = 10^{-3}$ kg/m$^2$/s a été fixée.

**10.3.1.1.2 Paramètres de dépôt** Pour la contrainte critique de dépôt $\tau_{cd}$, les expériences de Parchure et Metha (1965) [107] ont montré que le dépôt des limons n'est significatif que pour des valeur de contrainte inférieures à la valeur 0.8 Pa. Nous prendrons donc cette valeur comme valeur de référence afin de ne pas en faire un facteur limitant. Concernant la vitesse de chute, nous avons montré au Chapitre 6 l'existence d'une granulométrie représentative de la majeure partie des flux de MES transportées lors d'un épisode de chasse. Nous avons par ailleurs montré que lors d'un évènement transitoire comme celui d'une chasse de barrage, durant lequel la concentration et la granulométrie varient dans le temps, la vitesse de chute dépend principalement de la distribution granulométrique. Il est donc cohérent de calibrer le paramètre de vitesse de chute avec une seule valeur pour un épisode de chasse donné. Nous avons enfin montré que les fractions granulométriques médianes mesurées sur les plages de dépôt le long du lit de l'Arc et de l'Isère correspondent aux fractions les plus grossières de celles des MES transportées, et qu'elles ne varient que faiblement au cours d'une saison active (printemps - été). Nous choisiront donc une valeur unique de vitesse de chute pour l'ensembles des épisodes de chasse modélisés, égale à la moyenne des valeurs de vitesses de chute $W_{70}$ pendant les chasses de 2011 et 2012, soit $\mathrm{W_s} = 0.8$ mm/s.

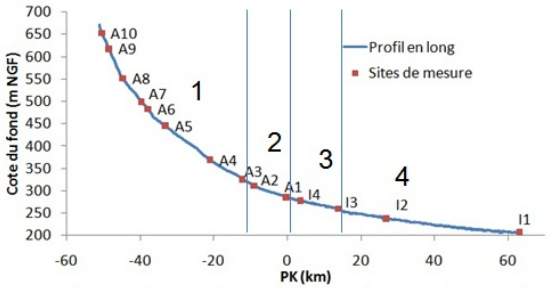
**10.3.1.1.3 Autres paramètres** La valeur du coefficient de rugosité de peau $K_p$ a été déterminée pour des limons de la retenue de St Lazare par Bertier et Bouchard (2008) [14], dans des conditions d'écoulement semblables à celles mesurées et modélisées pendant les chasses de barrage de l'Arc (voir plus haut). Nous choisirons donc cette valeur de coefficient de Strickler de peau égale à $K_p = 85$ m$^{1/3}$/s. La valeur de coefficient de dispersion a été déterminée grâce à des mesures de concentration de traceur passif sur un bief de l'Arc (voir plus haut et Annexe E). La valeur retenue est celle de $K_x = 70$ m$^2$/s.

#### 10.3.1.2 Répartition de la masse initiale disponible

L'analyse de sensibilité du modèle détaillée plus haut a montré l'importance de paramétrer correctement les conditions initiales du modèle sédimentaire, en définissant de façon réaliste la répartition initiale de la masse disponible le long du bief. Un travail approfondi a donc été mené pour définir cette masse initiale. En particulier, deux paramètres ont été définis le long du bief : la hauteur de sédiments disponibles sur le lit de la rivière en chaque section, puis la répartition de cette hauteur de sédiments entre le lit mineur et le lit majeur.

Pour commencer, une masse de sédiment disponible totale a été définie : l'érosion globale la plus importante mesurée lors d'un épisode de chasse de barrage depuis 2006 est de 30 000 tonnes, pendant la chasse de 2007 (voir Chapitre 5). Néanmoins, il a été montré au Chapitre 5 également que les échanges instantanés entre le lit de la rivière et la colonne d'eau pouvaient être d'un ordre dix fois supérieur au cours de l'évènement que celui des bilans de masse intégrés sur la période totale. Ainsi, pour que la masse initiale ne soit pas un paramètre limitant du modèle, celle-ci est fixée à 300 000 tonnes de sédiments à répartir dans l'ensemble du lit de la rivière. En considérant une largeur moyenne de 50

m, et une longueur approximative de 120 km, cette masse représente pour une couche de sédiments de masse volumique $\rho_b = 1000$ kg/m$^3$ une hauteur $\Delta Z_b = 5$ cm. Puis, quatre tronçons homogènes ont été définis dans la dimension longitudinale du bief (Figure 10.1a).




(a)

| Tronçon | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| Pente | 0.9% | 0.3% | 0.2% | 0.1% |
| Z ini (cm) | 2.5 | 6 | 10 | 19 |
| Maj / Min | 90%/ 10% | 70%/ 30% | 90%/ 10% | 70%/ 30% |

(b)

FIGURE 10.1 – (a) Définition des tronçons homogènes (b) Détail de la répartition de la masse initiale par tronçon : pente moyenne, hauteur initiale de sédiment et répartition de cette hauteur entre le lit mineur et le lit majeur

Le tronçon 1, long de 40 km environ, s'étend de l'aval du barrage de Saint Martin La Porte jusqu'à la confluence de l'Arc avec le canal de restitution de Randens (Annexe A). Sur ce tronçon, la pente moyenne est de 0.9%, ce qui est élevé par rapport à la pente moyenne du site d'étude (qui est de 0.4%). L'écoulement de base correspond au débit réservé du barrage de Saint Martin La Porte, auquel s'ajoute celui des torrents de montagne tels que l'Arvan ou le Glandon. Ce débit de base est faible (cf Chapitre 3), et l'écoulement se fait principalement dans le chenal principal, avec une faible hauteur d'eau et localement des vitesses non négligeables. Les bancs de galets sont donc en moyenne rarement inondés et ont une largeur élevée par rapport à la largeur totale de la rivière entre les digues (supérieure à 50%).

Le tronçon 2 se situe entre la restitution de l'usine de Randens et la confluence Arc-Isère (10 km environ). Sur ce tronçon, dont la pente moyenne est de 0.3%, le débit de base est beaucoup plus élevé que sur le tronçon 1 du fait des apports du canal de restitution. De plus, la largeur du chenal principal est plus importante par rapport à la largeur totale interdigue de la rivière. Les bancs, souvent fortement végétalisés, représentent moins de 25% de la largeur totale et sont largement surélevée. En de nombreuses positions, les profils en travers mesurés sont larges et de forme quasi-rectangulaire. Les hauteurs d'eau sont plus élevées et les vitesses d'écoulement plus faibles.

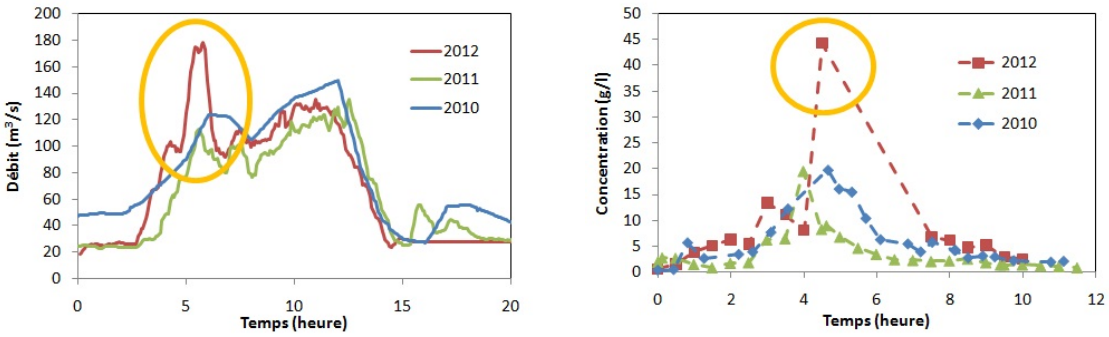
Le tronçon 3 commence à la confluence Arc-Isère et se termine 15 km en aval au niveau du seuil de Montmélian. Sur ce tronçon, la largeur interdigue augmente par rapport au tronçon 2 mais les apports liquides de l'Isère amont n'augmentent pas dans les mêmes proportions. La pente moyenne y est de 0.2%, et les bancs, plus ou moins végétalisés, occupent souvent plus de 50% de la largeur interdigue totale.

Enfin, le tronçon 4 s'étend sur 45 km depuis le seuil de Montmélian jusqu'à la station de mesure de Grenoble Campus (I1). Sur ce tronçon, dont la pente moyenne est de 0.1%, le débit de base est supérieur à celui du tronçon 3 en raison d'apports locaux comme le torrent du Bréda ou la restitution du Cheylas. Les bancs sont largement végétalisés et fixés aux berges, et ne représentent jamais plus de 25% de la largeur totale entre les digues. Le chenal principal est plus large et les vitesses d'écoulement y sont plus faibles que dans le tronçon 3.

En associant une hauteur de sédiment $\Delta Z_b = 5$ cm à une pente moyenne de 0.4%, les hauteurs de sédiments disponibles par tronçon sont définies par proportionnalité à leur pente moyenne. Puis, en se basant sur la description qualitative des tronçons faite précédemment, ces hauteur de sédiments sont répartis comme suit : 30% sur le lit mineur et 70 % sur le lit majeur pour les tronçons 2 et 4 ; 10% sur le lit mineur et 90% sur le lit majeur pour les tronçons 1 et 3. Ces paramètres sont rassemblés sur le tableau de la Figure 10.1b.

### 10.3.2 Applicaton aux chasses de barrage de 2010, 2011 et 2012

Le paramétrage défini ci-dessus a été appliqué pour la modélisation des chasses de barrage de juin 2010, 2011 et 2012. L'intérêt de modéliser les chasses de 2010 et 2011 a été explicité précédemment : ces deux chasses de barrage sont les mieux documentées en termes de mesure de flux de MES, elles présentent des hydrogrammes de chasse usuels en sortie du barrage de Saint Martin La Porte ainsi que des concentrations en MES dans des gammes généralement observées lors des chasses. De plus, les valeurs de débit mesurées sur l'Isère pendant ces deux épisodes de chasse sont très différentes et représentent les bornes inférieures et supérieures des valeurs maximales de débit observées sur l'Isère pendant les chasses depuis 2006. La chasse de juin 2012 présente quant à elle des conditions exceptionnelles de part la forme de l'hydrogramme mesuré en sortie de Saint Martin La Porte (Figure 10.2a), mais également en termes de valeurs concentration en MES mesurées lors de l'évènement, particulièrement élevées en 2012 (Figure 10.2a).




(a) (b)

FIGURE 10.2 – Pour les chasses de 2010, 2011 et 2012 : (a) Conditions aux limites amont de débit (b) Conditions aux limites amont de concentration

Pour les trois épisodes de chasse de 2010, 2011 et 2012, les résultats du modèle sont analysés au regard des mesures de flux de MES présentées au Chapitre 5. Les flux intégrés sur la durée de l'évènement sont calculés à partir des résultats donnés par les modèles C1 (basé sur le calcul d'une concentration moyenne dans la section) ou C2 (basé sur le calcul d'une concentration moyenne par lit), présentés en détail au Chapitre 9. Plus précisément, les bornes des périodes d'intégration du flux sont interpolées linéairement à partir de celles utilisées pour calculer les flux mesurés (voir Chapitre 5), afin de pouvoir comparer au mieux les données mesurées avec les résultats de modèle.

Les résultats obtenus pour la chasse de 2010 sont présentés sur le graphique de la Figure 10.3. On remarque que le modèle C2, basé sur le calcul d'une concentration moyenne par lit, donne des résultats tout à fait conformes aux mesures. Le flux est conservé sur une grande partie du domaine, puis l'érosion significative observée sur l'Isère est reproduite dans la bonne amplitude, ainsi que le dépôt sur le tronçon juste en aval. Le modèle C1, qui a tendance à surestimer de façon artificielle le phénomène de transfert latéral par le calcul d'une concentration homogène dans la section, surestime de ce fait les flux de dépôt sur les parties de plus forte rugosité. C'est ce que montre les résultats de la Figure 10.3, sur laquelle on constate clairement que le flux total modélisé par le modèle C1 sur l'Isère est sous-estimé.

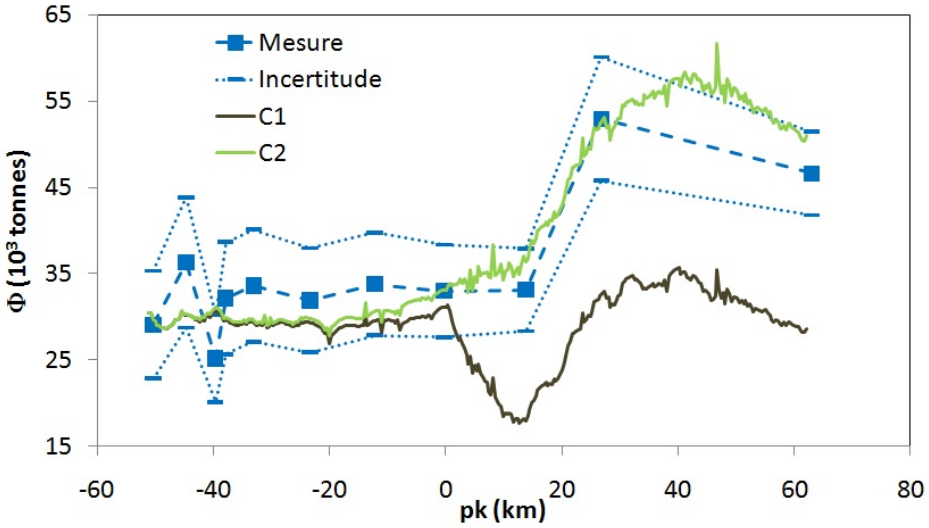



FIGURE 10.3 – Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2010

La Figure 10.4 présente les résultats de modèle pour la chasse de 2011. Les deux modèles C1 et C2 reproduisent correctement les flux de MES mesurés sur l'Arc, et en particulier la remise en suspension importante sur le tronçon situé entre la restitution de l'usine de Randens et la confluence Arc-Isère (voir Annexe A pour situer ces éléments). En aval de la confluence Arc-Isère, les résultats des deux modèles sont nettement moins

satisfaisants. Le modèle C2 sous-estime de façon non réaliste le dépôt des MES sur le lit de l'Isère. Le modèle C1 qui a tendance à surestimer le dépôt, reproduit de façon correcte le dépôt mesuré sur les premiers kilomètres en aval de la confluence, mais le surestime en aval du seuil de Montmélian (site de mesure I3), et affiche en outre des tendances peu représentatives des flux mesurés.

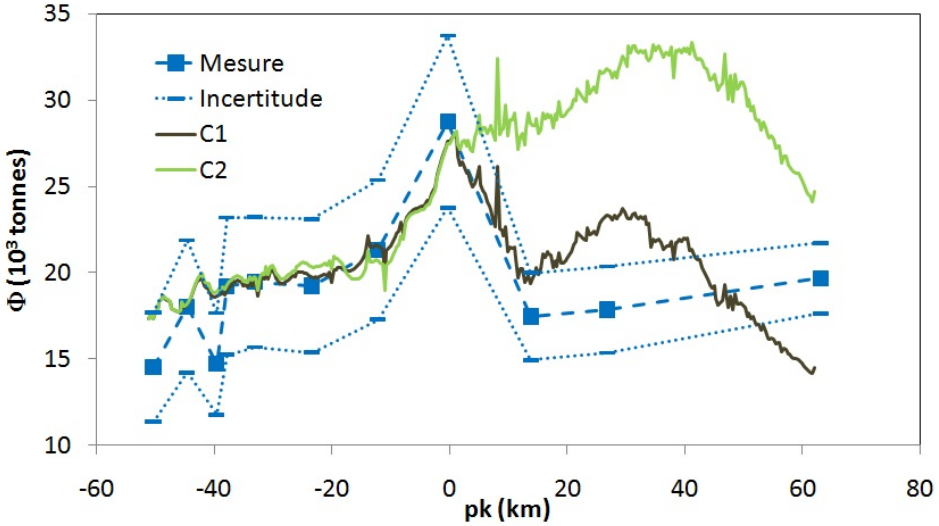



FIGURE 10.4 – Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2011

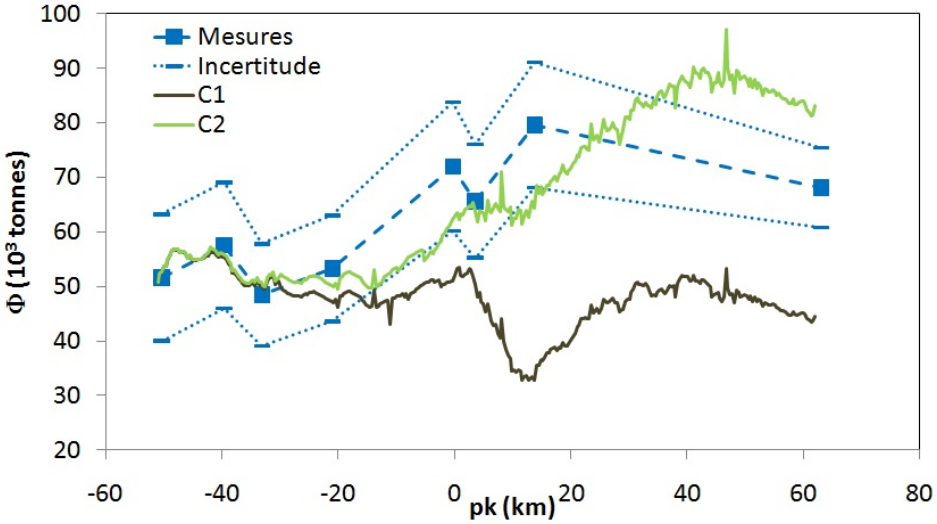



FIGURE 10.5 – Comparaison des flux calculés par les modèles C1 et C2 aux mesures pour la chasse de 2012

Enfin, la Figure 10.5 présente les résultats obtenus pour la chasse de 2012. On remarque à la lecture de ce graphique que le modèle C1 surestime à nouveau le dépôt par rapport aux mesures. Le modèle C2 reproduit de façon satisfaisante la tendance globale à l'érosion observée pour cette chasse, avec une très légère surestimation du flux en aval du domaine. On peut donc conclure que dans ce cas là, pour lequel l'hydrogramme d'entrée du modèle présente une singularité, et pour lequel des fortes concentrations en MES sont en jeu, le modèle C2 donne des résultats plus satisfaisants que le modèle C1.

Les résultats obtenus précédemment pour les chasses de barrage nous permettent de comparer les performances des modèles C1 et C2. Les résultats obtenus pour la modélisation de la crue de mai 2010 (Chapitre 9) sont également intéressants pour comparer les deux modèles. L'ensemble de ces résultats sont analysés et discutés dans le paragraphe suivant.

## 10.4 Discussion

Les modèles C1 et C2 ont été testés sur trois épisodes de chasses de barrage et un épisode de crue naturelle. La qualité des résultats donnés par ces deux modèles est résumée dans le Tableau 10.4. Le type de conditions aux limites amont, ainsi que les conditions de débit sur l'Isère, y sont précisées de façon simple.

| Chasse | 2010 | 2011 | 2012 | Crue 2010 |
|---|---|---|---|---|
| Q Isère | + | - | + | +++ |
| CL usuelle | oui | oui | non | non |
| Résultat C1 | - | +/- | - | - |
| Résultat C2 | + | - | + | + |

Tableau 10.4 – Récapitulatif des performances qualitatives et comparées des modèles C1 et C2 pour les chasses de 2010 à 2012 et pour la crue de mai 2010

Comparativement aux mesures, le modèle C2 donne des résultats satisfaisants pour les chasses de 2010, 2012 et pour la crue de mai 2010. Pour ces trois évènements transitoires, les hydrogrammes d'entrée du modèle diffèrent beaucoup, et correspondent respectivement à un hydrogramme de chasse classique, un hydrogramme de chasse modifié et un hydrogramme de crue naturelle, sur plusieurs jours. De la même façon, le signal de concentration utilisé en entrée de modèle varie beaucoup d'un évènement à un autre en termes d'amplitude et de forme. Les résultats du modèle C2 pour la chasse de 2011 ne sont pas satisfaisants ; cet évènement se distingue des trois cités précédemment essentiellement par

la condition de débit sur l'Isère. Mais les mesures de vitesses de chute, réalisées en 2011 pendant la chasse en plusieurs sites de mesures, peuvent également donner d'autres pistes d'analyse.

### 10.4.1 Les conditions initiales de débit sur l'Isère

Dans le cas de la chasse de 2010, de 2012 et de la crue de mai 2010, les conditions de débits sur l'Isère étaient telles que les bancs étaient inondés de façon significative. Dans de telles conditions, il est possible de considérer que la formulation Debord pour le calcul hydraulique et le modèle C2 pour la partie sédimentaires sont appliqués dans leurs conditions optimales d'élaboration. Pendant la chasse de 2011, les débits mesurés sur l'Isère étaient particulièrement faibles par rapport aux autres chasses de barrage depuis 2006, et les résultats du modèle hydraulique (Chapitre 8) indiquent que les bancs n'ont été que peu inondés.

Dans de telles conditions, nous avons vu au Chapitre 9 que les écoulements sur les bancs se font principalement par advection préférentielle le long de chenaux secondaires. Toute formulation unidimensionnelle d'écoulement en lit composé perd alors tout ou partie de sa représentativité. De la même façon, le modèle C2, qui n'a pas été établi dans des conditions de faible inondation des bancs, et qui se base sur les résultats hydrauliques de la formulation Debord, risque naturellement de perdre sa validité. En perspective, un travail de modélisation locale 2D ou 3D au niveau d'un banc décrit avec suffisamment de détails permettrait de pouvoir comparer les différentes approches pour différents régimes d'inondation du banc.

### 10.4.2 Vers une approche multiclasse

Pour des raisons explicitées plus haut dans le texte, le modèle C1 a tendance à surestimer les flux de dépôt au niveau des bancs végétalisés. Or, on remarque pour la chasse de 2011 que le dépôt mesuré en aval de la confluence Arc-Isère est très bien reproduit par le modèle C1. Ces résultats appellent d'autres résultats de mesure présentés dans le Chapitre 6. En effet, des mesures de vitesse de chute réalisées pendant la chasse de barrage de juin 2011 ont montré une évolution spatiale du paramètre de vitesse de chute entre les sites A5, A1 et I1 (voir Annexe A pour les sites de mesure). Les mesures ont montrées que les valeurs de vitesse de chute observées au site de mesure A1 étaient alors plus élevées qu'au droit des sites de mesure A5 et I1 (Tableau 6.6).

Ce résultat est cohérent si l'on considère la distribution spatiale des flux mesurés pour cette chasse (Figure 5.2). Celle-ci indique en effet une remise en suspension très importante entre les sites de mesure A3 et A1, suivi d'un dépôt très significatif juste en aval, entre les sites A1 et I3. Ces deux résultats montrent que la remise en suspension qui a eu lieu sur la partie aval de l'Arc pendant la chasse de 2011 a modifié de manière significative la vitesse de chute des MES, ce qui a entraîné un dépôt important en aval de

la confluence Arc-Isère. Par ailleurs, les mesures granulométriques réalisées sur les zones de dépôt le long du lit de l'Arc et de l'Isère (Figure 6.26) ont montré une augmentation significative du diamètre médian entre les sites de mesure A3 et A1. La vitesse de chute d'une échantillon de MES étant fortement reliée à sa distribution granulométrique (Figure 6.18), on comprend donc que les sédiments remis en suspension aient pu modifier de façon importante la vitesse de chute des MES sur ce tronçon.

Ainsi, dans le cas d'une forte remise en suspension des matériaux du lit, l'hypothèse d'une distribution granulométrique représentative de l'évènement (et donc d'une valeur de vitesse de chute associée) n'est plus valable. Ce résultat permet d'expliquer pourquoi le modèle C2 ne donne pas des résultats satisfaisants dans le cas de la chasse de 2011, mais permet d'expliquer également la légère surestimation du flux en fin de domaine pour la chasse de 2012, lors de laquelle une érosion globale a été observée tout au long du site d'étude. Il conviendrait dès lors de prendre en compte la remise en suspension de matériaux du lit de la rivière par l'introduction d'une autre classe de sédiments constituée de limons plus grossiers, à la valeur de vitesse de chute plus élevée. Ce travail ne sera pas fait dans le cadre de cette thèse, mais s'inscrit avec force dans ses perspectives.

## 10.5 Conclusions

Dans ce chapitre, une application du modèle COURLIS a été réalisée sur des épisodes de chasse de barrage. Une étude de sensibilité du modèle aux différents paramètre hydro-sédimentaires a montré que le modèle est particulièrement sensible au paramètre d'érosion $\tau_{ce}$, au coefficient de frottement de peau $K_p$ ainsi qu'à la distribution initiale de la masse de sédiments remobilisables. Cette étude de sensibilité a permis de définir un jeu de paramètres de référence pour calibrer de façon réaliste le modèle hydro-sédimentaire sur les chasses de barrage.

Puis ce jeu de paramètres a été utilisé pour modéliser les chasses de barrage de juin 2010, 2011 et 2012. Pour chacun de ces évènements, les résultats des modèles C1 et C2, définis au Chapitre 9, ont été confrontés aux flux mesurés. Dans le cas des chasses de barrage de juin 2010 et 2012, le modèle C2 montre une nette amélioration des résultats par rapport au modèle C1, comme dans le cas de la crue de mai 2010 (Chapitre 9). La chasse de 2011 qui n'a pas été correctement reproduite ni par le modèle C1, ni par le modèle C2, a permis de mettre en avant la limite d'utilisation d'un modèle unidimensionnel dans le cas de bancs peu inondés, mais également une perspective qui réside dans la prise en compte d'une classe granulométrique supplémentaire, en particulier dans le cas de fortes remises en suspension au cours de l'évènement.

# Partie III

# Conclusions générales et perspectives

Chapitre 11

# Conclusions générales et perspectives

## 11.1 Conclusions

Dans ce travail, la dynamique des MES le long de l'Arc en Maurienne et de l'Isère a été étudiée dans un objectif de gestion sédimentaire optimale. Dans un premier temps, une étude des principaux processus physiques conditionnant le transfert des MES dans ces deux rivières a été menée. Ces différents processus de transfert ont ensuite été reproduits et analysés par des modélisations numériques unidimensionnelles.

### 11.1.1 Processus physiques

Parmi les épisodes hydro-sédimentaires du bassin versant, **les chasses de barrages de l'Arc** sont le coeur de ce travail de thèse. Une analyse spatiale et temporelle de la propagation des flux de MES a été rendue possible par l'acquisition d'un jeu de données détaillé de mesures de débit et de concentrations en MES pendant ces chasses. Un travail approfondi a en outre été effectué sur l'évaluation des incertitudes associées aux mesures de flux sédimentaires. L'analyse spatio-temporelle des flux de MES a montré tout d'abord que la propagation de ces flux se fait à des vitesses comparables d'une année à l'autre. En moyenne, le signal des débits se propage le long de l'Arc et de l'Isère à une vitesse de 3 m/s contre 2 m/s pour le signal de concentration. Ce transfert à deux vitesses implique en particulier que le pic de concentration n'est pas relié au pic de débit de façon durable. Les masses transitées à l'aval des barrages pendant ces épisodes de chasses ont été quantifiées en plusieurs sites de mesure le long des rivières. Les masses évacuées des barrages de l'Arc varient entre 10000 et 40000 tonnes. Cette quantité de MES, fonction de l'envasement des barrages et de l'efficacité de la chasse de d'hydrocurage, se propage ensuite vers l'aval de la rivière jusqu'à Grenoble. En effet, la masse de MES transitée à Grenoble est toujours supérieure ou égale à celle mesurée en sortie de barrage, sur la partie amont du site d'étude. Ce résultat implique une tendance à l'érosion le long du système. Néanmoins, ces bilans de masse positifs globaux masquent de fortes disparités locales. Par exemple, un dépôt de 10000 tonnes a été mesuré en 2011 sur le tronçon aval de la confluence Arc-Isère, et une remise en suspension du même ordre de grandeur a été mise en évidence en 2010 sur un tronçon de l'Isère plus en aval. Au regard de l'incertitude, ces variations locales sont souvent peu significatives. Elles permettent cependant d'établir une carte de la distribution spatiale des zones de dépôt et d'érosion. Cette distribution spatiale montre que les zones de dépôt ou de remise en suspension évoluent dans le temps indépendamment des masses transitées pendant ces épisodes de chasse de barrage, principalement selon des bouleversements morphologiques majeurs occasionnés par des évènements intenses de

crue (comme ce fut par exemple le cas pendant la crue de mai 2008). En outre, une étude dynamique de ces bilans de masse locaux montre que des échanges importants entre le lit de la rivière et l'écoulement se produisent au cours de l'évènement, sous la forme de successions de phases de dépôt et de remise en suspension très significatives.

Pour comparer ces dynamiques de chasse de barrage à d'**autres évènements hydrologiques**, un échantillonnage statistique a été réalisé avec une méthode de dépassement de seuil. Cette méthode d'échantillonnage par dépassement de seuil a été appliquée aux chroniques de mesures de la station Grenoble Campus entre 2006 et 2012, sur les variables de débit, de concentration en MES et de flux instantané de MES. Les seuils ont été définis comme les maxima instantanés de ces trois variables mesurés lors d'épisodes de chasse de barrage : les évènements échantillonnés garantissent ainsi d'être plus intenses et plus rares que les épisodes de chasse de barrage. Au total, 40 évènements ont été échantillonnés pour l'ensemble de ces trois variables. Une analyse détaillée de chacun de ces évènements a permis de montrer que le transport de MES est principalement événementiel sur le bassin versant de l'Isère à la station Grenoble Campus. En effet, ces 40 épisodes échantillonnés représentent plus de 40% de la masse transitée totale, alors que la somme de leurs durées ne représente que 3% de la période totale de la chronique de mesure. Cette analyse a également permis de mettre en évidence des similarités entre les chasses de barrages et les évènements hydrologiques échantillonnés (crues et laves torrentielles), en particulier concernant les dynamiques de propagation des MES. Les vitesses de propagation moyennes des débits et des concentrations entre les stations de mesure sont du même ordre de grandeur que celles mesurées pour les chasses de barrage. Ces temps de propagation semblent donc dépendre essentiellement des caractéristiques globales du cours d'eau, comme sa pente moyenne et sa largeur, et non de propriétés locales de l'écoulement. Enfin, les diagrammes C-Q se sont révélés être des outils très utiles pour suivre la propagation d'un évènement hydrologique, permettant de comprendre rapidement et visuellement son origine et sa nature. Cet outil permet en particulier de différencier les évènements affectant tout le bassin versant des évènements très localisés.

Le phénomène de dépôt des particules cohésives en milieu turbulent est un phénomène complexe, qui conditionne fortement la dynamique sédimentaire. Pour mieux le comprendre, des **mesures de vitesse de chute** ont été réalisées pendant les chasses de barrage de 2011 et 2012, à l'aide d'une pipette d'Andreasen. Ces mesures de vitesse de chute ont été associées à des mesures granulométriques réalisées sur des échantillons prélevés simultanément. Les vitesses de chute mesurées $W_X$, correspondant à un abattement de $(100 - \mathrm{X})\%$ de la concentration de l'échantillon, sont en moyenne de $W_{30} = 0.3$ mm/s, $W_{50} = 0.4$ mm/s et $W_{70} = 0.8$ mm/s. Ces mesures ont montré que pour les échantillons prélevés pendant une chasse, les vitesses de chute ne dépendent pas de la concentration de l'échantillon. En particulier, ni un régime classique de floculation, ni un régime d'entravement n'a été mis en évidence sur site. Ce résultat a par ailleurs été retrouvé en laboratoire avec une autre méthodologie, en conditions turbulentes, pour des sédiments prélevés sur le lit de l'Arc. Les valeurs de vitesse de chute mesurées pendant les chasses dépendent néanmoins de la granulométrie de l'échantillon, selon une loi quasi-linéaire qui relie les classes granulométriques primaires de l'échantillon aux classes de vitesse de chute

associées. Cette relation indique que la vitesse de chute calculée par la loi de Stokes, directement appliquée aux classes granulométriques des échantillons, ne correspond pas aux valeurs mesurées. Elle indique en outre que les variations temporelles de granulométrie lors d'un évènement transitoire de chasse de barrage jouent un rôle prépondérant dans les variations de vitesse de chute, bien plus que les variations de concentration. Une analyse spatiale de l'évolution de la granulométrie au sein d'une section en travers a par ailleurs montré l'existence pendant la chasse de 2012 au site de mesure A5 d'une distribution granulométrique représentative de la majeure partie du flux transité au cours de l'évènement. Ces résultats, couplés à des analyses granulométriques des zones de dépôt le long du lit de l'Arc et de l'Isère, convergent vers l'existence d'une valeur de vitesse de chute représentative d'un évènement de chasse au cours du temps, qui correspondrait aux fractions granulométriques les plus élevées des MES prélevées pendant les chasses.

### 11.1.2 Modélisation hydro-sédimentaire

Pour mieux comprendre et tenter de prédire les processus de transfert des MES le long de l'Arc et de l'Isère, un modèle numérique hydro-sédimentaire a été construit pour représenter le site d'étude. Plus de 300 profils en travers mesurés le long de l'Arc et de l'Isère ont servi de base à la construction du maillage du modèle. Ils ont été interpolés selon des lignes directrices, conservant à la fois les formes caractéristiques du lit, et l'information physique relative au positionnement et au couvert végétal du lit majeur. Ce travail réalisé sur la géométrie du lit, associé à une étude qualitative de l'état du lit par des campagnes de reconnaissance, a permis de réaliser **une modélisation hydraulique réaliste**, calibrée avec des coefficients de frottement en accord avec les observations de terrain. Le modèle a été calibré sur les chasses de 2010 et 2011, qui présentaient des conditions de débits très différentes. Les écoulements mesurés pendant les chasses de barrages de 2006 à 2012 ont ainsi été reproduits en cohérence avec les mesures. Ce résultat confirme que la propagation des hydrogrammes dépend principalement des propriétés globales de pente et de largeur du lit de la rivière, car le modèle arrive à reproduire la propagation des débits des chasses antérieures à la crue de mai 2008, pendant laquelle les géométries locales du lit ont été modifiées. La modélisation hydraulique des chasses montre que les bancs présents dans le lit de la rivière jouent un rôle important dans la dynamique de l'écoulement : pour les chasses de 2010 et 2011, la proportion du débit écoulé pendant l'évènement sur les bancs représente localement 25% du débit total et cette proportion varie en moyenne entre 5% et 10%.

Pour prendre en compte les dynamiques de transport des MES sur ces bancs, une formulation de la répartition transverse de la contrainte basée sur l'hypothèse d'une perte de charge par lit a été proposée et implémentée dans le code de calcul COURLIS (modèle C1). Ce modèle reste toutefois basé sur le calcul d'une concentration moyenne dans la section en travers. Pour prendre en compte les transferts de MES en lit composé, une **formulation reliant la concentration moyenne sur le lit majeur ($C_M$) et la concentration moyenne dans le lit mineur ($C_m$)** a été construite. A partir de résultats d'expériences issus de la littérature, le rapport des concentrations $C_M$ et $C_m$ a pu être exprimé sous la forme d'une fonction puissance du rapport des contraintes du lit majeur ($\tau_M$) et mineur

($\tau_m$). Les coefficients de cette loi puissance dépendent de données empiriques. Cette formulation a été implémentée dans le code de calcul COURLIS (modèle C2), et les deux modèles C1 et C2 ont été comparés avec la modélisation hydro-sédimentaire d'un bief de l'Isère pendant la crue de mai 2010. Durant cet épisode de crue, les bancs végétalisés de l'Isère ont en effet été largement inondés pendant plusieurs jours, et cet évènement permet donc de tester les modèles dans des conditions de pleine inondation des bancs. Les résultats de cette modélisation de crue montrent une différence très significative de comportement entre les deux modèles C1 et C2. En particulier, une comparaison des dépôts calculés avec les deux modèles fait apparaitre des différences d'un facteur 6. Le modèle C1 tend à surévaluer le dépôt sur les bancs végétalisés, tandis que le modèle C2 limite fortement le transfert sur ces bancs. Des observations de terrain montrent ainsi que les hauteurs de dépôt calculées par le modèle C2 sont plus proches des mesures que celles calculées par le modèle C1.

Enfin, une **modélisation hydrosédimentaire des chasses de barrage** a été réalisée. Au préalable, la sensibilité du modèle aux paramètres hydro-sédimentaires a été testée pour les chasses de 2010 et 2011, avec les modèles C1 et C2. Cette étude de sensibilité montre que le modèle est particulièrement sensible aux paramètres de Strickler de peau $K_p$ et de contrainte critique d'érosion $\tau_{ce}$, mais également à la répartition initiale de la masse de sédiments remobilisables dans le lit de la rivière. A contrario, le modèle s'est montré particulièrement peu sensible aux variations du coefficient de dispersion longitudinale sur l'ensemble du bief, et les variations des paramètres liés au dépôt ont peu d'effet sur la répartition longitudinale des flux et des concentrations le long de l'Arc. Ces tests de sensibilité montrent qu'il est possible de calibrer les chasses de 2010 et 2011 avec un jeu de paramètres de référence constitué de valeurs issues de la littérature ou mesurées directement sur le terrain, comme la vitesse de chute. Ainsi, avec une répartition de la masse initiale dépendant à la fois d'une pente moyenne par tronçon homogène et de la position transversale au sein de chaque section (lit mineur ou majeur), les chasses de 2010, 2011 et 2012 ont été calibrées avec un jeu de paramètres unique et réaliste. Les résultats des modèles C1 et C2 ont été comparés aux mesures de flux réalisées pour ces épisodes de chasses. Le modèle C2 montre des résultats très satisfaisants par rapport aux mesures dans le cas des chasses de 2010 et 2012, contrairement au modèle C1. Pour la chasse de 2011, aucun des modèles C1 ou C2 ne donne des résultats corrects. Cet épisode de chasse a permis de montrer l'insuffisance de la formulation en lit composé, hydraulique et sédimentaire, à reproduire des flux de MES dans des conditions transitoires de faible inondation des bancs, mais également la nécessité de prendre en compte une classe granulométrique supplémentaire dans le modèle, en particulier dans des cas de remise en suspension significative. Cette étude numérique montre ainsi qu'il est possible de reproduire les transferts de flux de MES le long de l'Arc et de l'Isère avec un modèle de transport sédimentaire à base physique, sans avoir recours à des calibrations non physiques et à condition d'en avoir délimité précisément le domaine d'application.

## 11.2 Perspectives

### 11.2.1 Caractérisation particulaire du transport de MES

Les mesures granulométriques et de vitesse de chute réalisées dans ce travail de thèse ont montré que les dynamiques de dépôt peuvent être très différentes entre des expériences menées en laboratoire et des mesures réalisées sur le terrain. En particulier, il a été montré que contrairement à ce qui a été observé en laboratoire, les vitesses de chute mesurées pendant les chasses ne dépendent pas de la concentration en MES de l'échantillon. Néanmoins, des variations temporelles et spatiales de ce paramètre ont été observées en différents sites de mesures. Ces variations, interprétables grâce aux distributions spatiales de flux total révèlent l'existence d'interactions importantes entre les MES et les particules présentent à l'état initial dans le lit de la rivière. Une meilleure compréhension des interactions entre ces distributions granulométriques des MES et des zones de dépôt par les processus de remise en suspension permettrait de jeter les bases d'un modèle multi-classe pertinent. En outre, cette méthode de mesure présente de nombreux inconvénients, et en particulier une discrétisation temporelle relativement grossière du phénomène de décantation. Des efforts de mesure sont donc encore à fournir, notamment pour disposer de mesures continues et automatisées. De plus, des mesures réalisées en continu sur site permettraient de mettre en évidence différents modes de chute en fonction de l'évènement hydrologique considéré, et pourrait être considérée comme une signature d'évènements provenant de différents sous-bassins versant. La vitesse de chute pourrait ainsi servir à caractériser un régime hydrologique particulier, et aurait tout son sens dans une modélisation à long terme du transfert des MES. Le projet ANR SCAF, porté actuellement par le LTHE, est au coeur de ces préoccupations.

L'hétérogénéité spatiale au sein d'une même section en travers de la concentration et de la granulométrie des échantillons pourrait être mieux caractérisée. Par exemple, des mesures le long d'une verticale devront être réalisées *in situ* pour approfondir notre connaissance du phénomène de dépôt : existe-t-il un gradient vertical de concentration en MES et de la granulométrie pour ces écoulements rapides avec de faibles hauteurs d'eau ? Si oui de quel ordre de grandeur est-il et quel serait son impact sur la caractérisation du phénomène de dépôt, et en particulier sur l'estimation de la vitesse de chute ? Des réflexions menées dans ce travail de thèse sur la mise en oeuvre de ces mesures d'hétérogénéité ont révélé de nombreuses difficultés pratiques au regard des écoulements rapides rencontrés. Enfin, le transport des sables n'a pas été traité dans ce travail de thèse. Pourtant, des mesures récentes de charriage ont montré que des volumes importants de sables sont charriés près du fond lors des épisodes de chasse. Ce transport de sable pourrait avoir un impact non négligeable sur le transport total des MES et sa quantification. Des efforts de mesures *in situ* et de modélisation seraient donc souhaitables pour améliorer notre connaissance de ces processus.

### 11.2.2 Influence d'un système de bancs alternés sur la dynamique du transport des MES

Les résultats de ce travail de thèse ont mis en évidence le rôle des bancs alternés dans la dynamique du transport des MES. Un modèle simple de répartition de la concentration moyenne dans chacune des parties de la section en travers a été proposé, et apporte des premiers éléments de réponse. Néanmoins, le modèle proposé reste perfectible. En particulier, des données supplémentaires dans d'autres conditions de concentrations et pour d'autres types de sédiments pourraient être prises en compte, afin d'améliorer les paramètres utilisés dans la formulation proposée. Pour cela, des expériences menées en canal en laboratoire pourraient apporter des informations physiques supplémentaires, notamment en faisant varier les configurations de formes et de rugosité des lits composés. Des mesures *in situ* réalisées en rivière permettraient également de comparer ces résultats d'expériences avec les grandeurs mesurées sur le terrain, et d'alimenter ainsi une discussion sur les principaux processus mis en jeu et leur domaine d'application. Des modèles numériques 2D et 3D locaux pourraient également être utilisés, à condition de disposer de données topographiques et de concentrations suffisamment détaillées. En effet, un intérêt d'utiliser de tels modèles serait de pouvoir identifier la part respective des processus de convection et de diffusion latérales dans le transfert des MES sur les bancs naturels, en particulier dans des conditions de faible inondation, qui semblent être une limite d'application du modèle. Ces modèles multidimensionnels permettraient en outre de comprendre les interactions du transport des MES avec la végétation présente sur ces bancs en la spatialisant.

Par ailleurs, l'effet de la végétation sur le transfert des MES à l'échelle de la rivière mériterait une approche plus globale. En effet, la modification de ces formes de bancs sur le long terme, tout comme l'évolution de la végétation qui les recouvre, rendent dynamiques ces interactions entre le transport des MES et ces formes de lit composé. L'effet de la saison pourrait être pris en compte dans des modélisations longues, et les modifications importantes de formes (arasement brutal de la végétation ou changement de forme globale du banc) causées par des évènements intenses de crues ou par l'homme devraient être prises en compte pour comprendre la dynamique de propagation des MES le long de rivières naturelles sur le long terme. A titre d'exemple, une thèse encadrée par le LTHE et le CEREGE est actuellement en cours pour comprendre ces processus.

### 11.2.3 Application à des scénarios de gestion d'ouvrages hydro-électriques

Ce travail de thèse a montré la capacité d'un modèle numérique de transport de MES à reproduire et à prévoir sous certaines conditions la propagation des flux de MES générés par les chasses de barrage le long de l'Arc et de l'Isère. Cet outil peut dès lors servir à tester des scénarios de gestion des ouvrages hydro-électriques, sous certaines hypothèses de conditions initiales.

Avec cet outil, il pourrait être intéressant de tester l'impact qu'auraient d'autres formes d'hydrogrammes de projet utilisés pour les chasses de barrage : débits supérieurs, durées plus longues, nombre plus élevé de paliers... De la même façon, un scénario de lâcher d'eau claire postérieur à l'épisode de chasse de barrage pourrait être testé par le modèle : en produisant un tel lâcher une journée après la chasse, les matériaux fins déposés pendant cette chasse seront-ils repris ? Les chasses de barrage ne sont en outre pas les seuls modes de gestions hydro-sédimentaires des ouvrages hydro-électriques du réseau Arc-Isère. Les curages du bassin de Longefan par pompage/dilution réalisés en 2010 et 2011 pourraient être reproduits par l'outil de modélisation hydro-sédimentaire afin d'estimer l'impact de ce mode de gestion sur le long terme. Les conditions aux limites du modèle devront en revanche s'appuyer sur le réseau de mesure continue existant, et des hypothèses devront être formulées sur les apports intermédiaires non quantifiés directement.

L'utilisation du code pourrait également être élargie à d'autres rivières aménagées présentant un fort transport de MES, comme la Romanche, la Durance ou l'Isère aval. Cette diversification de cas d'application devra se faire conjointement avec une amélioration de la qualité des prédictions des impacts des dépôts sur le milieu aquatique, en intégrant des phénomènes de colmatage ou la prise en compte des sédiments cohésifs avec le transport des sédiments grossiers. Le modèle pourra également être couplé avec un modèle COURLIS existant de la retenue de Saint-Martin-La-Porte pour adapter directement les procédures de chasses et leur sensibilité sur l'impact à l'aval du cours d'eau. Enfin, une comparaison du modèle construit pendant la thèse avec COURLIS avec le code de calcul ADIS-TS de l'Irstea fait actuellement l'objet d'un stage de fin d'étude, et permettra de mieux comprendre les formulations intégrées dans les deux codes.

Par ailleurs, un point fondamental pour la prédiction de ces scénarios de gestion est de pouvoir définir un état initial réaliste du lit de la rivière. Dans ce travail de thèse, des scénarios simples de répartition de cette masse initiale de sédiment ont été testés. Une suite possible de ce travail serait de réaliser des modélisations numériques hydro-sédimentaires sur des longues périodes en se basant sur le réseau de mesures en continu. La modélisation des différents épisodes hydrologiques intermédiaires nécessiterait alors une validation du modèle sur des évènements naturels de référence, mais aussi une estimation des apports naturels intermédiaires non mesurés. Pour cela, le modèle de transport pourrait être couplé avec un modèle de production sédimentaire à l'échelle du bassin versant, afin de représenter de façon dynamique et réaliste la répartition des zones de dépôt et de remise en suspension dans le temps. L'évolution continue des diagrammes C-Q alors modélisés permettrait sans aucun de doute de comprendre des points essentiels du fonctionnement hydro-sédimentaire des bassins-versants.

# Bibliographie


[1] J. Aberle, V. Nikora, and R. Walters. Effects of bed material properties on cohesive sediment erosion. *Marine Geology*, 207(1-4) :83 – 93, 2004.

[2] M. Afif. *Analyse numérique de quelques problèmes hyperboliques issus de la modélisation des crues de rivières*. PhD thesis, Université Jean Monnet, Saint-Etienne, 1986.

[3] AFNOR. Qualité de l'eau – dosage des matières en suspension par filtration sur filtre en fibres de verre. Technical report, AFNOR, 1997.

[4] AFNOR. Qualité de l'eau - détermination de la turbidité. Technical report, AFNOR, 2000.

[5] R.J. Akers, A.G. Rushton, and J.I.T. Stenhouse. Floc breakage : The dynamic response of the particle size distribution in a flocculated suspension to a step change in turbulent energy dissipation. *Chemical Engineering Science*, 42(4) :787 – 798, 1987.

[6] E. Andries, B. Camenen, J.B. Faure, M. Launay, and J. Le Coz. Modélisation hydro-sédimentaire du site de miribel-jonage à l'aide des modèles numériques mage et adis-ts. Technical report, IRSTEA, 2012.

[7] G. Antoine. Validation du code hydrosédimentaire 1d courlis. Master's thesis, Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement, Laboratoire d'Institut de Mécanique des Fluides et des Solides, 2010.

[8] N. E. M. Asselman. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin : the river rhine. *Hydrological Processes*, 13(10) :1437–1450, 1999.

[9] R.A. Bagnold. An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geological Survey Professional Paper*, 422-I :137, 1966.

[10] C. Bertier. Hp-76/04/037/a. système masacret. courlis 4.0 : Note de principe notice d'utilisation. Technical report, EDF LNHE, 2004.

[11] C. Bertier, J.-P. Bouchard, and L. Dumond. One dimensional model for reservoir sedimentation management. In *River Flow*, 2002.

[12] J.-L. Boillat, R. Martinerie, J. Garcia, and G. De Cesare. La gestion sédimentaire en milieu alpin. *La Houille Blanche*, (4) :122–129, August 2008.

[13] J.-P. Bouchard. la gestion des sédiments par chasse (2) : Outils d'optimisation et de prévison d'impact. *La Houille Blanche*, 6-7 :62–66, 2001.

[14] J.-P. Bouchard and C. Bertier. Morphological change in reservoirs in relation to hydraulic conditions. In *River Flow*, 2008.

[15] S.A. Brandt. Sedimentological and geomorphological effects of reservoir flushing : The Cachi reservoir, Costa Rica, 1996. *Geografiska Annaler A*, 81 :391–407, 1999.

[16] J. S. Bridge. *Rivers and Floodplains : Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Wiley-Blackwell, 2003.

[17] B. Camenen. Simple and general formula for the settling velocity of particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(2) :229–233, 2007.

[18] B. Camenen, M. Jaballah, T. Geay, J.B. Belleudy, P. Laronne, and J.P. Laskowski. Tentative measurements of bedload transport in an energetic alpine gravel bed river. In *River Flow*, 2012.

[19] B. Camenen, M. Jodeau, and J. Le Coz. Conceptual modelling of the sediment flux during a flushing event (Arc en Maurienne, France). In *Advances in hydro-science and engineering, LCHE, Nagoya*, 2008.

[20] B. Camenen and M. Larson. A general formula for non-cohesive bed load sediment transport. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 63 :249–260, April 2005.

[21] T. Cipriani, T. Toilliez, and E. Sauquet. Estimation régionale des débits décennaux et durées caractéristiques de crue en france. *La Houille Blanche*, pages 5–13, October 2012.

[22] M. Cobaner, B. Unal, and O. Kisi. Suspended sediment concentration estimation by an adaptive neuro-fuzzy and neural network approaches using hydro-meteorological data. *Journal of Hydrology*, 367 :52–61, 2009.

[23] A. Cooper and C. Lemckert. Extreme sea-level rise and adaptation options for coastal resort cities : a qualitative assessment from the gold coast, australia. *Ocean and Coastal Management*, 64 :1–14, 2012.

[24] J.M. DallaValle. *Micromeritics : the technology of fine particles*. Pitman Pub. Corp., 1948.

[25] C. Dall'Osto. Etude du lit de l'isere en combre de savoie. Technical report, Conseil Général de Savoie, 2012.

[26] D. H. de Boer, M. Stone, and Lucie M. J. Lévesque. Fractal dimensions of individual flocs and floc populations in streams. *Hydrological Processes*, 14(4) :653–667, 2000.

[27] M. Delmas. *Origine des exports de sediments fluviatiles : prise en compte de l'hétérogenéité spatiale des versants*. PhD thesis, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 2011.

[28] M. Delmas, O. Cerdan, B. Cheviron, J-M. Mouchel, and F. Eyrolle. Sediment export from french rivers to the sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37 :754–762, 2012.

[29] I. G. Droppo, D. Walling, and E. Ongley. Suspended sediment structure : implications for sediment and contaminant transport modelling. In *Proc. of the Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes symposium, Vienna*, 1998.

[30] I.G. Droppo, K. Nackaerts, D.E. Walling, and N. Williams. Can flocs and water stable soil aggregates be differentiated within fluvial systems ? *CATENA*, 60(1) :1 – 18, 2005.

[31] I.G. Droppo and E.D. Ongley. Flocculation of suspended sediment in rivers of southeastern Canada. *Water Research*, 28(8) :1799 – 1809, 1994.

[32] S. Dutordoir. *Bilan des flux de métaux, carbone et nutriments contenus dans une rivière alpine : part des rejets urbains de lagglomération de Grenoble et des apports à lamont (Isère et Drac).* PhD thesis, Université de Grenoble, 2014.

[33] K. R. Dyer. Sediment processes in estuaries : future research requirements. *Journal of Geophysical Research*, 94(C10) :14327–14339, 1989.

[34] K.R. Dyer and A.J. Manning. Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. *Journal of Sea Research*, 41 :87–95, March 1999.

[35] K. El Kadi Abderrezzak. *Evolution d'un lit de rivière en fonction des apports.* PhD thesis, Université Lyon I, 2006.

[36] G. Fasolato, P. Ronco, and M. Tregnaghi. Morphodynamics of mountain rivers following repeated sediment release from reservoirs. In *River Flow*, pages 1329–1336, 2006.

[37] R. Felix and D. Xanthoulis. Sensitivity analysis of the mathematical model" erosion productivity impact calculator"(epic) by approach one-factor-at-a-time (oat). *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 9 :179, 2005.

[38] M.J. Fennessy, K.R. Dyer, and D.A. Huntley. Inssev : An instrument to measure the size and settling velocity of flocs in situ. *Marine Geology*, 117(1-4) :107–117, March 1994.

[39] A. Fick. Concerns diffusion and concentration gradient. *Annalen der Physik, Leipzig*, page 170 :59, 1855.

[40] I. Foster. *Lake and reservoir bottom sediments as a source of soil erosion and sediment transport data in the UK.* Wiley, Chichester, UK, 1995.

[41] Q. Fraselle. *Solid transport in flooding rivers with deposition on the floodplains : experimental and numerical investigations*. PhD thesis, Universite Catholique de Louvain, 2010.

[42] P. Gao and M. Josefson. Event-based suspended sediment dynamics in a central new york watershed. *Geomorphology*, (0) :–, 2011.

[43] M. Garcia. *Sedimentation engineering : processes, measurements, modeling, and practice*. ASCE, 2008.

[44] A. Gautheron. Incertitudes sur les mesures des matières en suspension en basse durance. Technical report, Rapport interne, EDF DTG, 1994.

[45] S. K. Godunov. A finite difference method for the computation of discontinuous solutions of fluid dynamics. *Matematicheskii Sbornik*, 47 :pp. 357–393, 1959.

[46] N. Goutal and F. Maurel. A finite volume solver for 1D shallow-water equations applied to an actual river. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 38(1) :1–19, 2002.

[47] W. Graf and M. Altinakar. *Hydraulique fluviale Tome 1 Ecoulement permanent uniforme et non uniforme*. Presses polytechniques et universitaire romandes, 1993.

[48] W. Graf and M. Altinakar. *Hydraulique fluviale - Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*. Presses polytechniques et universitaire romandes, 2008.

[49] N. Gratiot. Impact des sédiments cohésifs sur l'écosystème. *Habilitation à diriger des recherches, Ecole doctorale Terre-Univers-Environnement*, 2010.

[50] N. Gratiot, H. Michallet, and M. Mory. On the determination of the settling flux of cohesive sediments in a turbulent fluid. *Journal of Geophysical Research*, 110, 2005.

[51] H.K. Ha and J.P.-Y. Maa. Evaluation of two conflicting paradigms for cohesive sediment deposition. *Marine Geology*, 265(3-4) :120 – 129, 2009.

[52] H.K. Ha and J.P.-Y. Maa. Effects of suspended sediment concentration and turbulence on settling velocity of cohesive sediment. *Geosciences Journal*, 14 :163–171, 2010. 10.1007/s12303-010-0016-2.

[53] R.J Hardy, P.D Bates, and M.G Anderson. Modelling suspended sediment deposition on a fluvial floodplain using a two-dimensional dynamic finite element model. *Journal of Hydrology*, 229 :202–218, 2000.

[54] F Hjulstrom. The morphological activity of rivers as illustrated by river fyris. *Bulletin of the Geological Institute, Uppsala*, 25, 1935.

[55] A. J. Horowitz, F. A. Rinella, P. Lamothe, T. L. Miller, T. K. Edwards, R. L. Roche, and D. A. Rickert. Variations in suspended sediment and associated trace element concentrations in selected riverine cross sections. *Environmental Science and Technology*, 24 :1313–1320, 1990.

[56] C. Hu, Z. Ji, and Q. Guo. Flow movement and sediment transport in compound channels. *Journal of Hydraulic Research*, 1 :23–32, 2010.

[57] B. Ioss. Revue sur l'analyse de sensibilité globale de modèles numériques. *Journal de la Société Française de Physique*, 152, 2011.

[58] M. Jaballah. *Morphodynamique des bancs alternés dune rivière de montagne aménagée*. PhD thesis, Université Lyon I, 2013.

[59] C.S. James. Sediment transfer to overbank sections. *Journal of Hydraulic Research*, 23 (5) :435–452., 1985.

[60] S. C. James, C. A. Jones, M. D. Grace, and J. D. Roberts. Advances in sediment transport modelling. *Journal of Hydraulic Research*, 48(6) :754–763, December 2010.

[61] JCGM. *Evaluation of measurement data. Guide to the expression of uncertainty in measurement (1995) dans sa traduction française révisée : Évaluation des données de mesure. Guide pour l'expression de lincertitude de mesure (2008).*

[62] M. Jodeau. *Morphodynamique d'un banc de galets en rivière aménagée lors de crues*. PhD thesis, Université Lyon I, 2007.

[63] M. Jodeau and S. Menu. Sediment transport modelling of a reservoir drawdown, example of tolla reservoir. In *River Flow*, 2012.

[64] T. Johansen, C.and Larsen and O. Petersen. Experiments on erosion of mud from the danish wadden sea. In N. Burk, R. Parker, and J. Watts, editors, *Cohesive Sediments*. John Wiley & Sons, 1997.

[65] S. M. Kashefipour and R. A. Falconer. Longitudinal dispersion coefficients in natural channels. *Water Research*, 36(6) :1596 – 1608, 2002.

[66] C. Kent and J. Wong. An index of littoral zone complexity and its measurement. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 39 :847–853, 1982.

[67] J. R. Kilps, B. E. Logan, and A. L. Alldredge. Fractal dimensions of marine snow determined from image analysis of in situ photographs. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 41(8) :1159 – 1169, 1994.

[68] J. Korcak. Deux types fondamentaux de distribution statiqtique. *Bulletin de l'institut internationnal de statistique*, 30 :295–299, 1940.

[69] G. Korvin. *Fractal Models in the Earth Sciences*. Elsevier : Amsterdam, 1992.

[70] B. G. Krishnappan. In situ size distribution of suspended particles in the Fraser river. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126(8) :561–569, 2000.

[71] R B Krone. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes. *Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, Berkeley, CA*, page 110 pp., 1962.

[72] G. J. Kynch. *A Theory of Sedimentation.* Tram Faraday Soc., 1952.

[73] N.S.N. Lam and L.D. Cola. *Fractals in geography.* PTR Prentice Hall, 1993.

[74] M. Lang and J. Lavabre. *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations.* 2007.

[75] Y.L Lau, I.G Droppo, and B.G Krishnappan. Sequential erosion/deposition experiments demonstrating the effects of depositional history on sediment erosion. *Water Research*, 35(11) :2767–2773, August 2001.

[76] F. Lauters, E. Laperrousaz, B. Camenen, J. Le Coz, F. Thollet, J. Némery, and M. Delinares. Vers une gestion sédimentaire durable de l´aménagement hydroélectrique arc-isère. *La Houille Blanche*, (1) :19–25, 2012.

[77] J. Le Coz, B. Camenen, X. Peyrard, and G. Dramais. Uncertainty in open-channel discharges measured with the velocity area method. *Flow Measurement and Instrumentation*, 26 :18–29, 2012.

[78] P. Le Hir, F. Cayocca, and B. Waeles. Dynamics of sand and mud mixtures : A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31 :135–149, 2011.

[79] J. Lefrancois, C. Grimaldi, C. Gascuel-Odoux, and N. Gilliet. Suspended sediment and discharge relationships to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological Processes*, 21(21) :2923–2933, 2007.

[80] K.A. Lemke. Transfer function models of suspended sediment concentration. *Water Resources Research*, 27 :293–305, 1991.

[81] X. Li and B. E. Logan. Collision frequencies between fractal aggregates and small particles in a turbulently sheared fluid. *Environmental Science & Technology*, 31(4) :1237–1242, 1997.

[82] Z. H. Li, J. Huang, and J. Li. Preliminary study on longitudinal dispersion coefficient for the three gorges reservoir. In *In proceedings of the seventh international symposium environmental hydraulics, Hong-Kong, China*, 1998.

[83] W. Lick and J. McNeil. Effects of sediment bulk properties on erosion rates. *Science of The Total Environment*, 266(1-3) :41 – 48, 2001.

[84] B. E. Logan and J. R. Kilps. Fractal dimensions of aggregates formed in different fluid mechanical environments. *Water Research*, 29(2) :443 – 453, 1995.

[85] B. E. Logan and D. B. Wilkinson. Fractal geometry of marine snow and other biological aggregates. *Limnology and Oceanography*, Vol. 35, No. 1 :pp. 130–136, 1990.

[86] J. P.-Y Maa, L. Sanford, and J. P Halka. Sediment resuspension characteristics in baltimore harbor, maryland. *Marine Geology*, 146(1-4) :137 – 145, 1998.

[87] K. Mahmood. Reservoir sedimentation : Impact, extent and mitigation.. Technical report, Technical paper No.71, The World Bank, Washington D.C., 1987.

[88] J.R.M. Malavoi and J.P. Bravard. *Eléments dhydromorphologie fluviale.* Onema, 2010.

[89] B.B. Mandelbrot. *The Fractal Geometry of Nature.* W.H. Freeman : New York, 1983.

[90] V. Mano. *Processus conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues - Optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique -.* PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble, 2008.

[91] A. Mantovanelli and P. V. Ridd. Devices to measure settling velocities of cohesive sediment aggregates : A review of the in situ technology. *Journal of Sea Research*, 56(3) :199–226, 2006.

[92] A. Mantovanelli and P.V. Ridd. Sedvel : An underwater balance for measuring in situ settling velocities and suspended cohesive sediment concentrations. *Journal of Sea Research*, 60(4) :235–245, November 2008.

[93] A. Marnézy. *L'Arc et sa vallée, Anthropisation et geodynamique d'une rivière alpine dans son bassin versant.* PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble, Grenoble, France, 1999.

[94] D. Marot, J.-P. Bouchard, and A. Alexis. Reservoir bank deformation modeling : application to grangent reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*, pages 586–595, 2005.

[95] S.B. Marriott. Analysis and modelling of overbank deposits. In *Floodplain processes*, pages 63–93. John Wiley & sons, 1996.

[96] A.J. Mehta and T.M. Parchure. Surface erosion of fine-grained sediment revisited. In M.T Delafontaine B.W. Flemming and G. Liebezeit, editors, *Muddy Coast Dynamics and Resource Management*, volume 2 of *Proceedings in Marine Science*, pages 55 – 74. Elsevier, 2000.

[97] S. Moore. *Suivi des flux d'eau et de matières en suspension dans les cours d'eau par profileurs acoustiques Doppler horizontaux.* PhD thesis, Université de Grenoble, 2011.

[98] G. L. Morris and J. Fan. *reservoir sedimentation handbook.* McGraw-Hill, 1997.

[99] O. Navratil, M. Esteves, C. Legout, N. Gratiot, J. Nemery, S. Willmore, and T. Grangeon. Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology*, 398(3-4) :246–259, February 2011.

[100] A.P. Nicholas and D.E. Walling. The significance of particle aggregation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains. *Journal of Hydrology*, 186 :275–293, 1996.

[101] G. Nicollet and M. Uan. Ecoulements permanents à surface libre en lits composés. *La Houille Blanche*, (1) :21–30, January 1979.

[102] J. Némery, V. Mano, A. Coynel, H. Etcheber, F. Moatar, M. Meybeck, P. Belleudy, and A. Poirel. Carbon and suspended sediment transport in an impounded alpine river (Isere, France). *Hydrological Processes*, 2012.

[103] A. Olivier, G. Pierrefeu, M. Scotti, and B. Blanquart. Incertitude sur les débits calculés à partir des courbes de transformation hauteur/débit (uncertainty associated with discharges computed from stage discharge relationships, in french). In *Hydrological measurements and uncertainties SHF conference*, Paris, France, 2008.

[104] M. W. Owen. *Determination of the previous termsettling velocitties of cohesive muds*. Hydraulics Research Station, Wallingford, 1976.

[105] J. Padet. *Fluides en écoulement ; méthodes et modèles*. Société Française de Thermique, 2011.

[106] A.N. Papanicolaou, M. Elhakeem, G. Krallis, S. Prakash, and J. Edinger. Sediment transport modeling reviewcurrent and future developments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2008.

[107] T. M. Parchure and A. J. Mehta. Erosion of soft cohesive sediment deposits. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(10) :1308–1326, 1985.

[108] D.S. Parker, W.J. Kaufman, and D. Jenkins. Floc breakup in turbulent flocculation processes. *ASCE Journal of the Sanitary Engineering Division*, 98 SA1 :pp. 7997, 1972.

[109] E. Parthéniades. Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 91 :105–139, 1965.

[110] C. Perret. Les moyens de contrôle et de mesure des débits - les capteurs et les méthodes. *La Houille Blanche*, (3) :97–107, June 2009.

[111] E.L. Petticrew and I.G. Droppo. The morphology and settling characteristics of fine-grained sediment from a selection of canadian rivers. In *Contributions to the International Hydrological Programme V by Canadian Experts, UNESCO, Paris*, 2000.

[112] D. Pinto-Martins. *La dynamique des flux d'eau et de la charge de fond sur le haut parana (Brésil) : un modèle pour l'aménagement de grands fleuves impactés par les barrages*. PhD thesis, Université Lyon 2, 2008.

[113] P. Prinos. *Dispersion in compound open channel flow. Hydraulic and Environmental Modelling : Estuarine and River Waters*. Ashgate Publishing Ltd, 1992.

[114] S. Proust, D. Bousmar, N. Rivière, A. Paquier, and Y. Zech. Energy losses in compound open channels. *Advances in Water Resources*, 33(1) :1–16, January 2010.

[115] S.L. Rathburn and E.E. Wohl. One-dimensional sediment transport modeling of pool recovery along a mountain channel after a reservoir sediment release. *Regulated Rivers : Research & Management*, 17 :251–273, 2001.

[116] T. M. Ravens and P. M Gschwend. Flume measurements of sediment erodibility in boston harbor. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125 :998–1005, 1999.

[117] V. Ravisangar, B.M. Brouckaert, A. Amirtharajah, and T.W. Sturm. The role of solution chemistry in the stability and detachment of cohesive kaolinite particles. *Water Science and Technology : Water Supply*, 1 :25–32, 2001.

[118] B. Rezaei and D. Knight. Overbank flow in compound channels with nonprismatic floodplains. *J. Hydraul. Eng.*, 137(8) :815–824, November 2010.

[119] W. N. Richardson, J. F. & Zaki. Sedimentation and fluidisation. part 1. *Transactions of the Institution of Chemical Engineers*, 32 :35–53, 1954.

[120] J. Roberts, R. Jepsen, D. Gotthard, and W. Lick. Effects of particle size and bulk density on erosion of quartz particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(12) :1261–1267, 1998.

[121] P.L Roe. Approximate riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes. *Journal of Computational Physics*, 43(2) :357–372, October 1981.

[122] J.C. Rutherford. *River mixing*. Wiley, 1994.

[123] R. J. Ryan and M. C. Boufadel. Incomplete mixing in a small, urban stream. *Journal of Environmental Management*, 81 :50–57, 2006.

[124] S.H.R. Sadeghi, T. Mizuyama, S. Miyata, T. Gomi, K. Kosugi, T. Fukushima, S. Mizugaki, and Y. Onda. Determinant factors of sediment graphs and rating loops in a reforested watershed. *Journal of Hydrology*, 356(3-4) :271–282, July 2008.

[125] L. Saguintaah. Mesures de flux de mes par turbidimétrie et incertitudes associées. Master's thesis, Université de Rennes 1, 2012.

[126] L. P. Sanford and J. P. Halka. Assessing the paradigm of mutually exclusive erosion and deposition of mud, with examples from upper chesapeake bay. *Marine Geology*, 114(1-2) :37 – 57, 1993.

[127] L. P Sanford and J. P.-Y Maa. A unified erosion formulation for fine sediments. *Marine Geology*, 179(1-2) :9 – 23, 2001.

[128] H. Schlichting. *Boundary-layer theory*. McGraw-Hill series in mechanical engineering. McGraw-Hill, 1979.

[129] D.J. Simm and D.E. Walling. Lateral variability of overbank sedimentation on a devon flood plain. *Hydrological Sciences Journal*, 43 :715–732, 1998.

[130] M. Stone, B. G. Krishnappan, and M. B. Emelko. The effect of bed age and shear stress on the particle morphology of eroded cohesive river sediment in an annular flume. *Water Research*, 42(15) :4179–4187, September 2008.

[131] M. Stone and B.G. Krishnappan. Floc morphology and size distributions of cohesive sediment in steady-state flow. *Water Research*, 37(11) :2739 – 2747, 2003.

[132] G. Taylor. The dispersion of matter in turbulent flow through a pipe. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 223(1155) :446–468, 1954.

[133] F. Thollet, J. Le Coz, G. Antoine, P. Francois, L. Saguintaah, M. Launay, and B. Camenen. Influence de la granulométrie des particules sur la mesure par turbidimétrie des flux de matières en suspension dans les cours d'eau. *La Houille Blanche*, (4) :50–56, August 2013.

[134] L.H. Thomas. Elliptic problems in linear differential equations over a network. Technical report, Columbia University, New York, 1949.

[135] E. F. Toro. *Riemann Solvers and Numerical Methods for Fluid Dynamics : a practical introduction*. Springer, 1997.

[136] E. Valette and M. Jodeau. How to predict the sedimentological impacts of reservoir operations ? In *ICSE*, 2012.

[137] B. Van Leer. On the relation between the upwind-differencing schemes of godunov, enquist-osher and roe. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 5 :pp. 1–20, 1985.

[138] W. Van Leussen. *Estuarine macroflocs and their role in fine-grained sediment transport*. PhD thesis, University of Utrecht, 1994.

[139] B. C. Van Prooijen and J. C. Winterwerp. A stochastic formulation for erosion of cohesive sediments. *Journal of Geophysical Research*, 115(C1) :C01005–, January 2010.

[140] L. Van Rijn. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publications, 1993.

[141] J. Vasquez. *Manuel d'Hydraulique à surface libre*. Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, 2007.

[142] C. Villaret and P. Durand. Numerical modelling of sedimentation in reservoirs using the telemac-mascaret system. In *Gesinus workshop*, 2013.

[143] A. Vongvixay. *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants*. PhD thesis, Université Européenne de Bretagne, 2012.

[144] D.E. Walling and J.C. Woodward. Use of a field-based water elutriation system for monitoring the in situ particle size characteristics of fluvial suspended sediment. *Water Research*, 27(9) :1413 – 1421, 1993.

[145] R. Westrich, B., Scharf, and V. Scheuerlein. Measurement of cohesive sediment erodibility in a laboratory flume. In *Environmental and Coastal Hydraulics : Protecting the Aquatic Habitat , Proceedings of the 27th Congress of the IAHR*, 1997.

[146] R. White. *Evacuation of sediments from reservoirs*. Thomas Teldford Publishing, 2001.

[147] N. D. Williams, D. E. Walling, and G. J. L. Leeks. An analysis of the factors contributing to the settling potential of fine fluvial sediment. *Hydrological Processes*, 22(20) :4153–4162, 2008.

[148] P.G. Williams. Sediment concentration verus water discharge during signgle hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111 :89–106, 1989.

[149] J. C. Winterwerp. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *Journal of Hydraulic Research*, 36(3) :309–326, May 1998.

[150] J. C. Winterwerp. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Continental Shelf Research*, 22(9) :1339 – 1360, 2002.

[151] J. C. Winterwerp. On the sedimentation rate of cohesive sediment. In *Estuarine and Coastal Fine Sediment Dynamics*, 2006.

[152] J.C. Winterwerp, A.J. Manning, C. Martens, T. de Mulder, and J. Vanlede. A heuristic formula for turbulence-induced flocculation of cohesive sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 68(1-2) :195 – 207, 2006.

[153] M.N. Yanenko. *Méthodes à pas fractionnaires*. Armand Colin, 1968.

[154] Z. J. You. The effect of suspended sediment concentration on the settling velocity of cohesive sediment in quiescent water. *Ocean Engineering*, 31(16) :1955 – 1965, 2004.

[155] F. Zaoui and N. Goutal. Mascaret v7p1, note de principe. Technical report, EDF R&D, 2011.

[156] D. A. Zreik, B. G. Krishnappan, J. T. Germaine, O. S. Madsen, and C. C. Ladd. Erosional and mechanical strengths of deposited cohesive sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(11) :1076–1085, 1998.

Annexe A

# Géographie du site d'étude

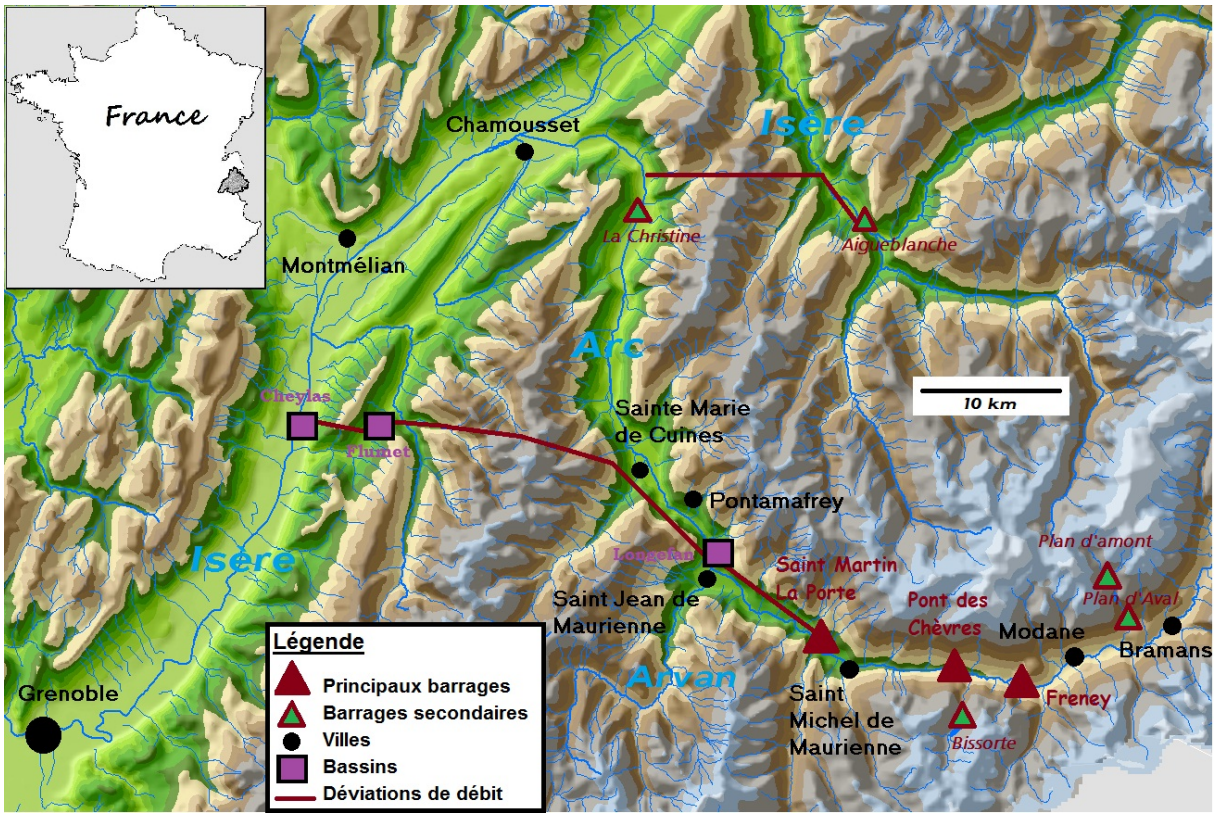



Figure A.1 – Présentation globale du site d'étude et de son bassin versant

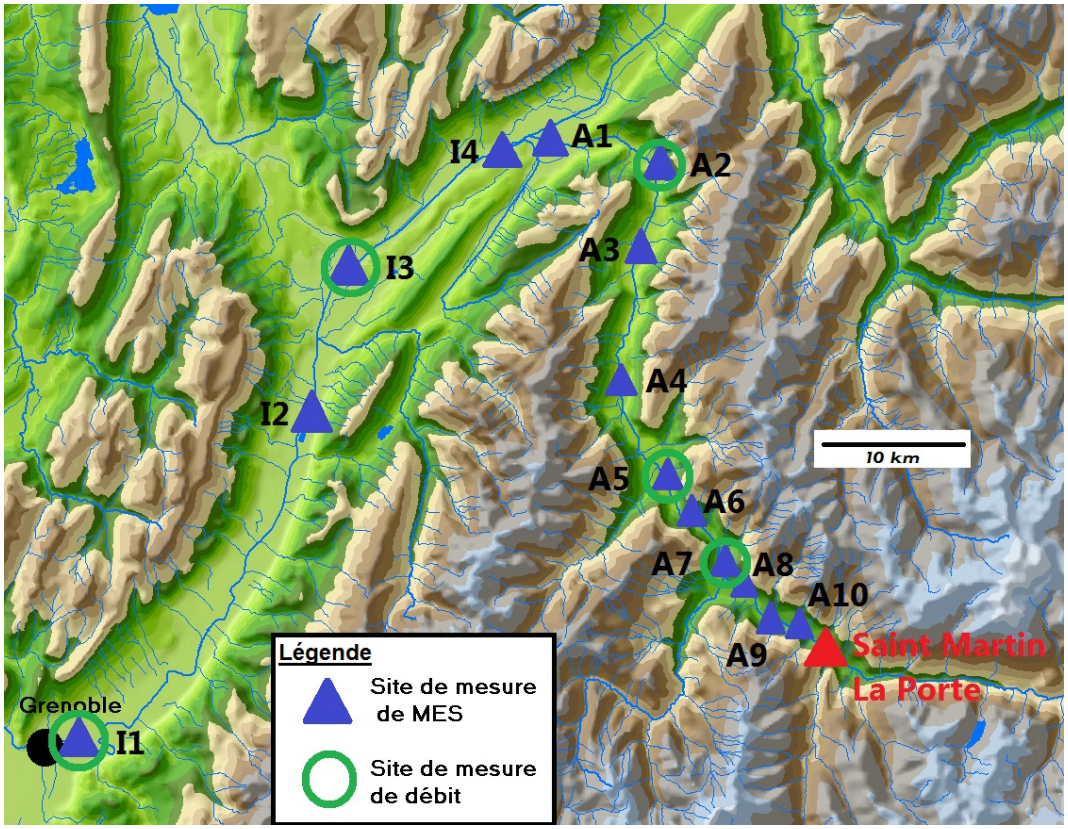



FIGURE A.2 – Localisation des sites de mesures

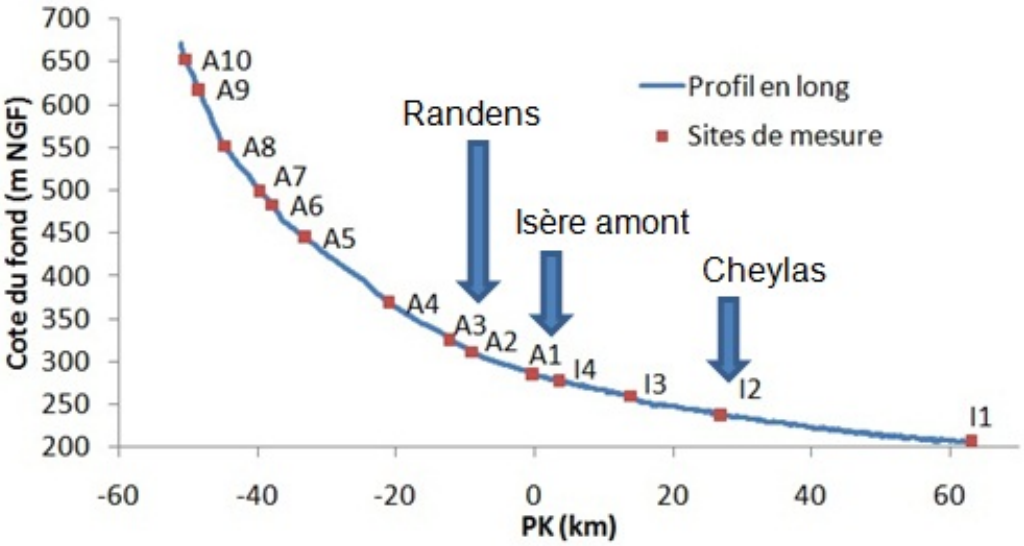



FIGURE A.3 – Vue de la cuve agitée avec une grille : formation de lutocline

Annexe B

# Mesures de vitesse de chute sous conditions turbulentes

Des mesures de flux de chute en condition turbulente ont été réalisées au Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriel, à Grenoble. Des sédiments ont été prélevés sur une zone de dépôt du site D4 (Figure 6.26), en amont du barrage de la Christine (Annexe A). Ces sédiments très fins ($D_{50}$ = 14.5$\mu$m) ont été utilisés pour reconstituer plusieurs échantillons de concentrations différentes. Ces échantillons ont été injectés et agités dans une cuve en PVC grâce à un mouvement périodique d'une grille orthogonale et régulière couvrant la surface de la cuve à une fréquence de 4 Hz (pour plus de détails sur les appareils de mesure, voir par exemple Gratiot et al. (2005) [50]). Sous contrainte turbulente, une interface eau-sédiment se forme (Figure B.1), et la mesure de la position de ce front permet d'estimer le flux de chute de l'échantillon (pour la méthodologie complète, voir également Gratiot et al.(2005) [50].

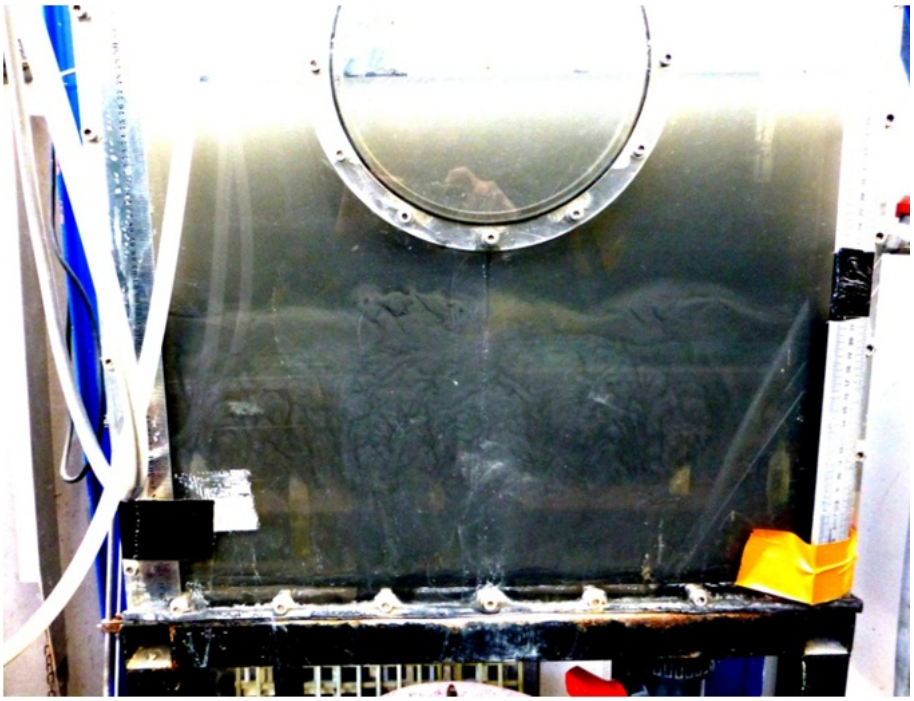


Figure B.1 – Vue d'un échantillon sous contrainte turbulente : formation d'une interface eau-sédiment

Au total, neuf échantillons de concentrations différentes ont été constitués et le flux de chute associé a été mesuré. Les valeurs de concentration des échantillons varient entre 4 et 120 g/l. Les résultats sont présentés sur le graphique de la Figure B.2.

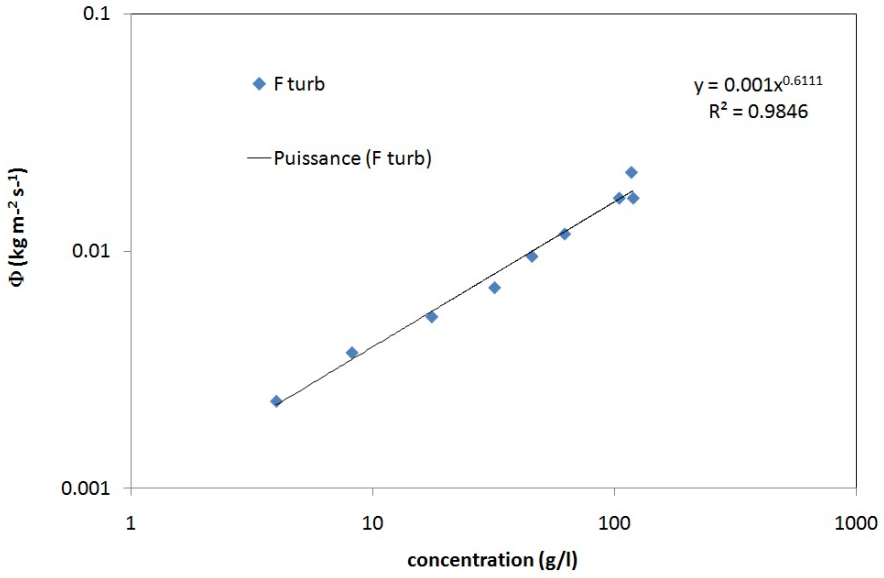



FIGURE B.2 – Flux de chute mesuré en condition turbulente, en fonction de la concentration (échelle log-log)

Sur cette figure, on constate que le flux de chute augmente avec la concentration, même pour des concentrations élevées. Ce résultats indique que même pour des sédiments particulièrement fins, la turbulence inhibe le phénomène d'entravement que l'on observe usuellement dans un fluide au repos, et rejoint les résultats de Gratiot et al. (2005) [50]. Ainsi ces résultats plaident en faveur d'un paramétrage relativement simple de la vitesse de chute pour des écoulements naturels turbulents, et rejoignent (mais pour des raisons différentes) les conclusions données par les mesures de vitesse de chute au Chapitre 6, à savoir une faible dépendance de la vitesse de chute à la concentration de l'échantillon.

Annexe C

# Méthode d'interpolation des profils par lignes directrices

La méthode d'interpolation développée pour conserver les formes du lit selon des lignes directrices est la suivante :

- Chaque profil d'indice $i$ mesuré est composé de quatre vecteurs de même taille N : un vecteur $\overrightarrow{X_i}$ représentant la position longitudinale, un vecteur $\overrightarrow{Y_i}$ représentant les coordonnées du profils dans la dimension transverse à l'écoulement, un vecteur $\overrightarrow{Z_i}$ contenant les cotes NGF des différents poinst topographiques du profil et un profil $\overrightarrow{M_i}$ représentant via un indice (1 ou 2) si le point appartient au lit mineur (1) ou au lit majeur (2). Dans notre cas précis, le vecteur $\overrightarrow{X_i}$ est composé de N valeurs identiques, égales à la position longitudinale du profil en travers.

- A ces quatre vecteurs s'ajoutent deux autres vecteurs $\overrightarrow{AM_i}$ et $\overrightarrow{AV_i}$ de taille N1 et N2, que l'on peut qualifier de vecteur amont et vecteur aval. Ces deux vecteurs sont définis par l'utilisateur de la façon suivante : ils contiennent les index des points du profil que l'on souhaite associer à un même point contenu dans le profil amont d'indice $i-1$ ou aval d'indice $i+1$. Le nombre de points de correspondance d'un profil à l'autre devra être le même, c'est-à-dire que le vecteur $\overrightarrow{AV_{i-1}}$ contiendra N1 valeurs, chacune associées aux valeurs de $\overrightarrow{AM_i}$. Bien sûr, pour le premier et les derniers profils du domaine, les profils amont et aval respectivement sont nuls.

- Entre chacune des valeurs remarquables associées d'un profil à l'autre, les profils seront interpolées par partie avec un même nombre de valeurs. Les intervalles d'index ainsi créées $[\overrightarrow{AM_i}(j),\overrightarrow{AM_i}(j+1)]$ et $[\overrightarrow{AV_{i-1}}(j),\overrightarrow{AV_{i-1}}(j+1)]$ servent à définir des sous parties des profils $i-1$ et $i$ sur lesquels les vecteurs $\overrightarrow{X}$, $\overrightarrow{Y}$, $\overrightarrow{Z}$ et $\overrightarrow{M}$ seront interpolés linéairement entre $\overrightarrow{X_{i-1}}$ et $\overrightarrow{X_i}$ selon un pas d'espace défini par l'utilisateur, le long de la ligne directrice ainsi formée.

- Les profils sont enfin ré-échantillonnés selon la dimension transverse pour avoir le même nombre de points à la fin de cette opération d'interpolation.

Annexe D

# Mesures de hauteurs de dépôt sur le lit de l'Isère

| Atterrissement n° | Appréciation sommaire de l'importance des dépôts |
|---|---|
| 15 | 0 |
| 14 | De 5 à 40 cm selon les endroits |
| 16 | 0 |
| 13 | 10 à 30 cm |
| 17 | 20 cm localement |
| 12 | 20 cm homogène |
| 4 | 40 à 50 localement |
| 6 | 0 |
| R22 | 20 cm |
| 22 | effet de beurrage. + de 20 cm localement (ombre hydraulique) |
| R25 | Plusieurs dizaines sur ombre hydraulique (localement) |
| 21 | effet de beurrage |
| R27 | 0 |
| 20 EDF | 10 à 20 cm généralisé |
| 23 | 5 à 10 cm |
| 19 | effet de beurrage (quelques centimètres maximum) |
| 18 | 10 à 20 cm localement |
| 3 | 10 à 40 cm selon les endroits |
| 2 | 20 cm |
| 10 | 20 à 50 cm selon les endroits |
| 10 bis | 10 à 20 cm |
| 1 | 20 à 60 cm selon les endroits |
| R34 | |
| 9 | 5 à 10 cm |
| 9 bis | 10 à 30 cm |
| 7 | 0 |
| 8 | 0 |
| R1 | 60 cm généralisé |
| 26 | 20 à 50 cm |
| R5 | 40 cm localement |
| 25 | 20 à 40 cm |

Figure D.1 – Descriptifs sommaires des zones de dépôts observés les jours suivants la crue de mai 2010 (Dall'Osto, 2012 [25])

Annexe E

# Mesures et calcul du coefficient de dispersion longitudinal

Des mesures de traçage fluorimétrique à la Rhodamine a été réalisé au mois d'avril 2013 dans le cadre d'une campagne de mesure conjointe avec EDF DTG. Sur un tronçon de l'Arc situé entre les sites de mesure A7 et A5 (7 km environ), dans des conditions de faibles débits (environ 7m$^3$/s). Des mesures fluorimétriques du traceur ont été réalisées en 5 sites de mesures, en rive droite et en rive gauche. La Figure E.1 illustre la propagation de la solution, en aval du site d'injection.

Figure E.1 – Injection du traceur

Un modèle de transport sans prise en compte des termes sources de dépôt et d'érosion a été réalisé, et le meilleur calage du coefficient de dispersion a été obtenu avec la valeur $K_x = 20$ m$^2$/s (Figure E.2).

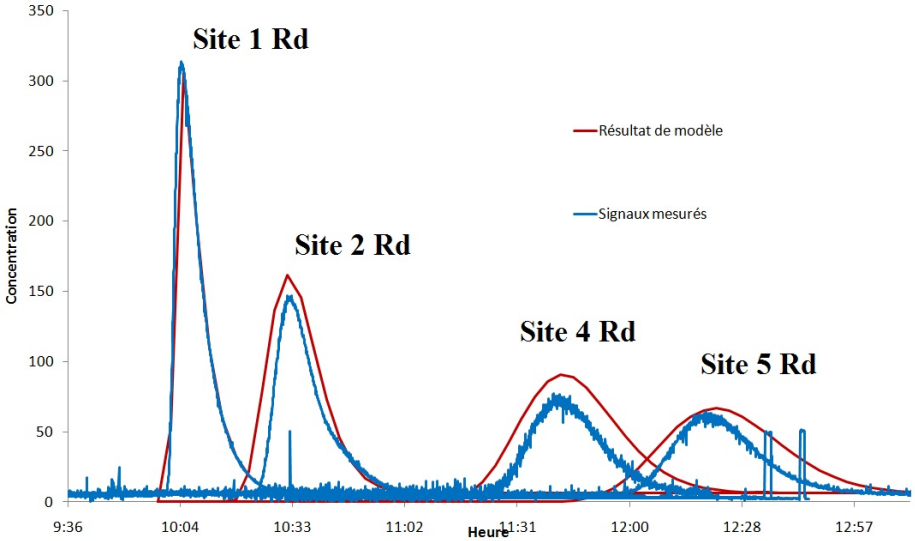



FIGURE E.2 – Concentrations mesurées en rive droite et modélisées avec $K_x = 20$ m$^2$/s

La formule empirique de Li (Li et al., 1998 [82]) est la formule se rapprochant au plus des résultats calibrés avec un coefficient de diffusion constant fixé à $K_x = 20$ m$^2$/s, sans les améliorer pour autant. En appliquant cette formule dans des conditions hydrauliques moyennes proches de celles des chasses de barrage sur l'ensemble du linaire (voir les résultats du Chapitre 8), on trouve un coefficient de diffusion moyen plus élevé, égale à $K_x = 70$ m$^2$/s. Cette valeur sera donc choisie pour calibrer le modèle.

Annexe F

# Sensibilité du modèle à la fréquence de couplage hydro-sédimentaire

Afin de gagner du temps de calcul, il est possible de modifier la fréquence du couplage entre les modules sédimentaires et hydrauliques (pour plus de détails sur la définition de la fréquence de couplage, voir Chapitre 7). Néanmoins, il est indispensable de vérifier que la solution obtenue n'est pas trop dégradée par rapport à un couplage à chaque pas de temps. Pour cela, des tests de sensibilité ont été réalisés sur l'évènement de chasse de juin 2010. Un couplage fin de référence a d'abord été défini : $N_H = 2$ et $N_S = 3$, afin de s'assurer que le nombre de Courant sédimentaire ne soit jamais supérieur à 0.8. A partir de cette fréquence initiale, la fréquence de couplage a été assouplie et trois autres configurations ont été testées : $N_H = 10$, $N_H = 100$ puis $N_H = 1000$, pour respectivement $N_S = 15$, puis $N_S = 150$ et enfin $N_S = 1500$.

| Fréquence de couplage F : | | F = 10/15 | F = 100/150 | F = 1000/1500 |
|---|---|---|---|---|
| Débit | Ecart moyen | 0.0% | 0.0% | 0.8% |
| | Ecart max | 0.1% | 0.1% | 2.7% |
| Concentration | Ecart moyen | 0.1% | 1.3% | 4.6% |
| | Ecart max | 1.2% | 4.2% | 12.5% |
| Flux | Ecart moyen | 0.0% | 0.3% | 1.2% |
| | Ecart max | 0.2% | 1.0% | 3.5% |

Tableau F.1 – Effet de la fréquence de couplage hydro-sédimentaires : écarts relatifs moyens et maximums calculés pour les variables de Débit, de Concentration et de Flux (en %)

Pour quantifier la variation des résultats obtenus, l'écart relatif par rapport au résultat obtenu avec la fréquence initiale a été spatialement moyenné sur l'ensemble du domaine, et la valeur maximale de cet écart a également été étudiée. Ces deux indices ont été calculés pour les trois variables de débit (valeur maximale instantanée), de concentration en MES (valeur maximale instantanée) et de flux de MES intégré sur la durée de l'évènement. L'ensemble de ces résultats sont rassemblés dans le Tableau F.1.

Les résultats indiquent que la variable de débit est moins sensible à la fréquence de couplage que la concentration en MES. Ce résultat peut s'expliquer simplement : les modifications du fond engendrées par les phénomènes de dépôt et d'érosion, pouvant influencer

la variable de débit, sont très faibles par rapport aux dimensions moyennes de sections en travers. En revanche, le débit détermine la propagation de la concentration en MES, et peut en ce sens avoir un effet plus important sur sa valeur.

Cette étude montre ainsi qu'en moyenne, l'écart relatif ne dépasse pas 5%, quelque soit la variable et quelque soit la fréquence choisie. En terme d'écart maximal, la valeur peut être supérieure à 10% pour les concentrations en MES, mais reste toujours inférieure à 4% pour les deux autres variables. Dans ce travail de thèse, les modélisations numériques ont principalement été validées sur les variables de débit pour l'hydraulique, et de flux pour le transport des MES. Ainsi, on considère que la fréquence de couplage $N_H = 1000$ et $N_S = 1500$ donne des résultats suffisamment robustes pour le cadre de notre étude. Le choix de cette fréquence fait en effet gagner un temps de calcul considérable : avec la machine utilisée pendant le travail de thèse (HP Z600 8 processeurs), le temps de calcul passe avec cette fréquence de couplage de 48 heures environ à 2 heures.

**Résumé :**

Un des modes de gestion de l'envasement des différents ouvrages hydro-électriques de l'Arc en Maurienne consiste à réaliser des chasses de barrage annuellement. Lors de ces chasses hydrauliques, les sédiments remobilisés du fond des retenues sont transportés à l'aval des ouvrages sur plusieurs dizaines de kilomètres jusque dans l'Isère. L'enjeu est alors de quantifier la propagation en aval de ces matières en suspension (MES), afin de comprendre l'impact des chasses de barrage sur le lit de la rivière. Dans **une première partie**, des cartes spatiales de flux de MES générés par les chasses de barrage de l'Arc entre 2006 et 2012, sont analysées, critiquées et complétées, et mettent en évidence des répartitions de zones de dépôt et d'érosion. L'incertitude liée au calcul de ces bilans de masse est quantifiée, et les dynamiques de reprise et de dépôt sont discutées. Cette méthode a ensuite été appliquée à d'autres événements de crues naturelles et de laves torrentielles, pré-échantillonnées à partir de chroniques de mesures en continu. Enfin, pour mieux caractériser les MES transportées pendant ces épisodes de chasse, des mesures complémentaires de granulométrie et de vitesse de chute ont été réalisées quasiment *in situ* pendant les chasses de 2011 et 2012. Les dynamiques spatiale et temporelle des ces grandeurs permettent d'établir une stratégie de paramétrage de modèle numérique. La modélisation numérique hydro-sédimentaire 1D fait l'objet de **la seconde partie** de ce travail de thèse. Le code de calcul d'hydraulique à surface libre MASCARET a été utilisé pour modéliser les écoulements générés par les chasses de barrage entre 2006 et 2012. Cette modélisation hydraulique met en évidence le rôle joué par la présence de bancs alternés de rugosités différentes dans le lit de la rivière. Pour prendre en compte la modélisation du transport de MES en lit composé, une méthode d'estimation d'une concentration moyenne par lit est proposée à partir de données issues de la littérature. Le nouveau modèle, implémenté dans le module de transport solide de MASCARET, COURLIS, est comparé avec le modèle homogène dans la section sur des cas réels de crue (mai 2010) et de chasses de barrage (2010, 2011 et 2012). Les résultats de modélisation montrent la capacité du nouveau modèle à reproduire les flux mesurés dans les plages d'incertitude calculées, sans avoir recours à une calibration non physique des paramètres.

*Mots clés : chasses de barrage, transport par suspension, vitesse de chute, lit composé*

**Abstract :**

A solution to remove sediments from reservoirs of the Arc en Maurienne, in the Northern French Alps, is to flush yearly the dams. During these flushing events, sediments are transported by suspension downstream over more than one hundred kilometers, from the Arc to the Isere River. It is then necessary to highlight the dynamic of the downstream propagation, to better predict the impact of dam flushing on the river morphology and ecology. **The first part** of this PhD work is about the dynamic of suspended sediment fluxes, estimated with data from 6 field campaigns performed during dam flushing events between 2006 and 2012. Local mass balances, calculated between several measurement sites, are analyzed and discussed in regard with uncertainties. This method is then applied to other hydrological events, such as natural floods and debris flows, with data from continuous gauging stations. To better characterize the suspended sediments, measurements of settling velocities have been performed in situ during flushing events in 2011 and 2012. These measurements are analyzed in comparison with the particle size distributions and show a new empirical relationship between both variables. This empirical formula is then used to better parameterize the values of the settling velocity in numerical model. The hydraulic and sedimentary numerical modeling concerns **the second part** of this PhD work. The 1D numerical code MASCARET has been used to reproduce the propagation of the instantaneous discharges during the 6 dam flushing events between 2006 and 2012. This hydraulic model shows the key role of the alternated banks of the river bed in the propagation dynamic of the flushing wave. To better estimate the suspended sediment concentration over the vegetated bank and the main channel, a new formula is proposed from data of the literature. The new model is implemented in the sedimentary numerical code COURLIS (coupled with MASCARET) and applied to real cases of natural flood (in may 2010) and three dam flushing events (2010, 2011 and 2012). The results of suspended sediment fluxes are compared with the homogeneous concentration formulation in the whole cross-section. The new model shows better agreements with measured data, and reproduces well the measured suspended sediment fluxes.

*Key words: dam flushing, suspensions sediment transport, settling velocity, compound channel*