Origine et transport des sédiments dans un bassin versant alpin englacé (Glacier des Bossons, France) : une quantification couplant mesures hydro-sédimentaires haute-résolution, suivi radio-fréquence de galets, teneur en nucléides cosmogéniques et méthodes probabilistes

Hervé Guillon

▶ **To cite this version:**

Hervé Guillon. Origine et transport des sédiments dans un bassin versant alpin englacé (Glacier des Bossons, France) : une quantification couplant mesures hydro-sédimentaires haute-résolution, suivi radio-fréquence de galets, teneur en nucléides cosmogéniques et méthodes probabilistes. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAU010 . tel-01461481v2

HAL Id: tel-01461481

https://theses.hal.science/tel-01461481v2

Submitted on 11 Apr 2017

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.

Communauté
UNIVERSITÉ Grenoble Alpes

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTE UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

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

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Hervé Guillon

Thèse dirigée par **Jean-Louis Mugnier**

préparée au sein de **l'Institut des Sciences de la Terre**
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

Origine et transport des sédiments dans un bassin versant alpin englacé (Glacier des Bossons, France)

Une quantification couplant mesures hydro-sédimentaire haute-résolution, suivi radio-fréquence de galets, teneur en nucléides cosmogéniques et méthodes probabilistes

Thèse soutenue publiquement le **17 mai 2016**,
devant le jury composé de :

Mikael Attal
Lecturer in Landscape Dynamics à la School of GeoSciences, University of Edinburgh, Edinburgh, Ecosse, Rapporteur

Philippe Bolon
Professeur, Laboratoire d'Informatique, Systèmes, Traitement de l'Information et de la Connaissance (LISTIC), Université Savoie Mont-Blanc, Annecy, France, Examinateur

Jean-François Buoncristiani
Maître de conférence, Laboratoire Biogéosciences, Université de Bourgogne,
Dijon, France, Invité

Martin Funk
Professeur au Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH, Zurich, Suisse, Rapporteur

Frédéric Herman
Professeur associé à l'Institut des dynamiques de la surface terrestre, Université de Lausanne, Lausanne, Suisse, Président

Eric Lajeunesse
Physicien, Conseil National des Astronomes et Physiciens (CNAP), Institut de Physique du Globe (IPG), Paris, France, Examinateur

Cédric Legout
Maître de conférence, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environ-nement (LTHE), Université Grenoble Alpes, Grenoble, France, Examinateur

Jean-Louis Mugnier
Directeur de Recherches, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Université Grenoble Alpes, Grenoble, France, Directeur de thèse

A mes parents,
qui ont toujours cultivé ma curiosité.

A Jean,
qui aurait adoré faire une thèse.

In physical science, a first essential step in the direction of learning any subject is to find principles of numerical reckoning and methods for practicably measuring some quality connected with it. I often say that when you can measure what you are speaking about, and express it in numbers, you know something about it; but when you cannot measure it, when you cannot express it in numbers, your knowledge is of a meagre and unsatisfactory kind; it may be the beginning of knowledge, but you have scarcely, in your thoughts, advanced to the stage of science, whatever the matter may be.

William Thomson, Lord Kelvin
Popular Lectures Vol. I, p. 73

Science is a perception of the world around us.
Science is a place where what you find in nature pleases you.

Subrahmanyan Chandrasekhar

Remerciements

Avant toute autre personne, je tiens à remercier Jean-Louis Mugnier, mon directeur de thèse. Nous nous sommes rencontrés pour la première fois près d'un an avant le début de mon doctorat et il m'a tout de suite fait confiance pour mener à bien ce projet. D'une manière générale, il m'a laissé une très grande autonomie et m'a permis de suivre mes propres idées tout en en étant critique. Je lui en su particulièrement reconnaissant car j'ai réellement le sentiment d'avoir ainsi été formé à la recherche par la recherche. Par ailleurs, il a été d'une assistance inégalable sur le terrain et m'a transmis lentement mais sûrement une partie de sa longue expérience d'écriture de la recherche scientifique. Il a su faire preuve de patience et trouver les ressources matérielles pour que je termine mon travail dans les meilleures conditions possibles. Au total, par tous ces aspects et bien d'autres, il a été une pièce maîtresse de la réussite académique et personnelle de mon doctorat.

Je remercie à présent le laboratoire qui a hébergé ma recherche, l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), ses directeurs successifs, Philippe Cardin et Stéphane Guillot ainsi que ses tutelles : l'Université Savoie Mont-Blanc, l'Université Grenoble Alpes et le Conseil National de la Recherche Scientifique. Je remercie particulièrement Philippe Lesage, directeur-adjoint du laboratoire en Savoie, de m'avoir accueilli dans les locaux du Bourget-du-Lac. J'y ai côtoyé de francs et passionnés géologues amateurs de café, de diots, de ski, ou des trois : François, Christian, Riccardo et Joseph. J'y ai appris, et plusieurs fois, des anecdotes en tout genre auprès de Bill, sédimentologue à la langue bien pendue. J'y ai pris de nombreux repas avec des géophysiciens toujours curieux et de bons conseils : Jean-Luc, David, Bernard et Marielle. J'y ai partagé plus d'un moment complice avec Jean et Virgine ou avec les plus discrets Alain et André, autour d'un bol de thé ou d'un peu de mécanique. J'y ai bénéficié de l'expérience et de la bonne humeur de ceux qui font que la recherche marche : Pascale, Jacques, Olivier et Manu Mallet.

Par ailleurs, je tiens à remercier David Marsan, Jean-Luc Got et Richard Taillet pour m'avoir fait confiance et donné l'opportunité de donner des cours de physique devant les étudiants de licence et de l'école d'ingénieurs de l'Université Savoie Mont-Blanc. Initialement, cette activité était loin de faire de ce que je voulais faire au cours de ma thèse, mais restera une des expériences les plus positives de ces années d'apprentissage. J'espère à présent pouvoir la reproduire et y trouver autant de plaisir que précédemment. Je tiens au passage à remercier les différents stagiaires que j'ai pu encadrer au cours de mon doctorat ; j'ai beaucoup appris d'eux et je tiens à mentionner tout particulièrement Mathieu Viry et Yohan Lecomte pour leur engagement et engouement.

Je remercie à présent les membres de mon jury : Frédéric Herman, président, Martin Funk et Mikael Attal, rapporteurs, ainsi que Philippe Bolon, Eric Lajeunesse et Cédric Legout, examinateurs. Leur intérêt et leur enthousiasme pour différents aspects de mon travail m'ont beaucoup apporté et leurs commentaires avant, pendant et après ma soutenance ont contribué à l'amélioration de mon manuscrit. Je les remercie fortement de leur investissement dans mon travail de thèse. A ce titre, Jean-François Buoncristiani, invité, est à part. Il a personnellement et significativement participé au succès de ma thèse et j'ai largement bénéficié de ses conseils d'écriture.

Par ailleurs, je tiens à remercier toutes les personnes m'ayant accompagné d'une manière ou d'une autre au cours de mes missions de terrain. En particulier, je remercie Laurence Volatier et Anne Delestrade ainsi que Delphine Six et Christian Vincent pour nous avoir permis de coucher au Clôs de l'Ours. Je remercie également les personnes avec qui j'ai eu l'occasion de collaborer d'un point de vue scientifique : Johan Berthet et He Haixing du laboratoire Edytem. Au même titre, je remercie Philippe Belleudy pour ses bons conseils, ses critiques, ses commentaires éclairés et sa bonne humeur. J'espère également continuer à travailler avec Florent Gimbert avec qui j'ai effectué deux semaines de terrain intenses au cours desquelles j'ai pu découvrir son grand enthousiasme et son optimisme.

Merci également à toutes les personnes ayant montré de l'intérêt pour ma recherche, en particulier Margot Chapuis, Michal Tal, Fanny Arnaud, Frédéric Liebault, Hervé Piégay, Etienne Cossart, Mathieu Cassel, Anne-Julia Rollet, Laurent Astrade, Philip Deline, Ludovic Ravanel, Thierry Villemin, François Chabaux et Pascal Allemand. Je remercie Jeff Warburton et Magali Delmas d'avoir pris le temps de me faire parvenir des versions papiers d'articles par ailleurs introuvables.

Mes collègues doctorants ont été dans le même bateau que moi pendant un sacré bout de temps. Nous avons partagé les rires et les pleurs, la sueur et l'eau du lac - parfois involontairement, des barbecues difficiles à allumer, des cinés avec plus de saucisse qu'il n'en faut, des bowlings, du ski et des chutes, des raquettes, des randos, du code ; bref beaucoup trop de journées et de soirées pour réussir à les remercier en quelques lignes pour tout ce qu'ils ont pu m'apporter. Je remercie cependant avant tout mes co-bureaux, ceux qui m'ont supporté pendant le plus longtemps : le célèbre Agus Budi Santoso, son camarade Dolfi et son légendaire *'now I go home'*, mais surtout Léa et Alessandra/Grace. Jumelles maléfiques, elles forment le duo de thésardes le plus destructeur du laboratoire. Notre bureau restera Hobbiton même après mon départ. Merci Grace d'avoir pu partagé mon enthousiasme de la programmation et du python. Merci Léa d'avoir su partagé Adrien, tes amis, ton chocolat et notre musique du terter. Merci également au camarade Joseph/Laurent, pourvoyeur d'armure de cuir et de fromage ; j'espère que la secte Latex/Unix/Python progresse à Grenoble sous ton égide. Merci à Laure pour tous les repas partagés entre sa délicate soupe et mon chili de viandard. Merci aussi aux doctorants plus vieux, Cécile, Oswaldo et Corina ou plus discrets, Iliana et Enzo ; nous n'avons pas été si proches que ça mais j'ai toujours apprécié votre compagnie. Dans un autre genre duo de jumeaux maléfiques, j'aimerais remercier Fabien et Maxime, Tic et Tac, qui, dans leur extrême gentillesse, savent toujours se mettre en quatre pour nous aider et partager avec entrain sur les séries ou le cinéma d'auteur. D'autres duos sont à remercier : Anaïs et Chat dont les soutenances respectives ont été pleines de bons souvenirs et qui voguent à

présent sous drapeau irlandais - ce qui veut dire qu'on va forcément se revoir (whisky) ; Aurore et Georges croisés à la piscine, autour de crêpes ou aux barbecs ; Carlos et Sirel, et Joaquin et Elo, qui manquent déjà à tous ici pour toutes les sorties dans Chambéry et pour toutes les soirées autour de "quelques" bières et de bonne bouffe. Et puis pêle-mêle, il me faut remercier Arnaud pour sa bonne humeur, son expertise ornithologique et son affection pour la Nature, Marceau pour son partage de la saucisse et le fait que c'est bullshit ; ajoutez Felipe et Zhenlu et eux trois forment une fine équipe pour le squattage de bar. Également, Bertrand et Vincent qui possèdent ce que Jean et Joaquin définissent comme le swaaag. Et puis merci à tous ces stagiaires qui sont passés par ISTerre, que j'ai pu croiser et avec qui j'ai pu partager un peu de vie : Charlotte, Anta, Manon et Alexandre.

Outre mes collègues doctorants, je tiens à remercier tous mes amis d'enfance. Ils sont restés proches de moi, ont su être patients, et j'ai toujours l'impression de rentrer à la maison quand je les vois. Nous avons tous changé, et en bien, mais surtout nous sommes encore comme les dix doigts de la main après tant et tant et tant d'années. Il y a bien sûr Vanessa, Caro et Sophie, et puis Erika et Juju dont je suis content d'être plus proche à présent. Dans le même panier, merci à Quentin et à Camille pour tout ce que nous avons pu partager et le lien ténu qui nous lie encore. Et puis, bien sûr, il y a mes frères d'armes, que dis-je, mes compagnons de combat : Arthur, Gary, Léo, Manu et Nico. Une seule chose à vous dire : n'est pas mort ce qui à jamais dort.

J'ai pu aussi partager de trop de moments heureux pour les compter avec mes amis savoyards : Anais et Antho que j'aurais pu voir un brin plus, David et Mélo, soutiens indéfectibles et aptes à pointer avec humour et sans pitié mes pires décisions de vie autour de bonnes bouteilles, et aussi Fabien, Nico, Marie-Laure et Julien. De même, Jean-Ma, Diandra et toute la colloc de Gre. Et également toute la colloc de Chambé et en particulier Vincent, Anna et Martin. J'ai eu la chance de rencontrer ces personnes à travers quelqu'une chère à moi-même : Marguerite. Que dire de tout le bonheur partagé de Musilac aux Solidays, de Bologne à Cordoba, de covoit en plan Jossic, de makis en smoothie, de Young Blood à Grieg, de ceviche en gastros, de *Kathy's Song* à *Maybe You Are* à part qu'il nous reste à faire le tour de monde en passant par la Sibérie et la Patagonie, avant de construire une yourte pour y manger nos *Pommes sauvages* tout en gardant notre *Légèreté* ? A travers elle, j'ai pu rencontrer des personnes de type gavé chouette : Mathilde et son petit Vivarais, l'énorme et sec Jojo, Antoine et nos absurdités musicales mutuelles, Alexis, mon nouveau converti et puis tous les autres : Maxou, Aïcha, Charlie, Daphné, Bapt et Jess.

Par ailleurs, pendant ces années de doctorat où les moments heureux et difficiles s'entretoisent j'ai eu la chance immense de toujours pouvoir compter sur ma famille pour toujours me soutenir. Papa, Maman, merci à vous pour tout ce que vous avez su m'apporter pendant toute ma vie et en particulier pendant les récentes années. Vous êtes hors normes. Dans tous les sens du terme. Hors norme, c'est aussi comme ça que je décrirais Isabelle. Ces derniers temps, toi et moi sommes devenus plus proches que jamais et avons trouvé chacun en nous le feu sacré de la volonté pour devenir à la fois heureux et incrüyable. Ça n'était pas gagné d'avance mais nous l'avons fait, à notre manière, en s'appuyant l'un sur l'autre, en s'inspirant l'un de l'autre et en nourrissant nos rêves respectifs. A ce propos, il nous reste 3 ans pour achever notre périple au Cap Nord et aux Lofoten.

Enfin, pour clore ces remerciements, je termine par trois personnes des plus importantes pour moi ces dernières années : Camille, Marion et Thomas. Je suis épaté par tout ce que nous avons traversé ensemble pendant ces trois ans. Ça a été une expérience incroyable de vous rencontrer, de passer la majorité de mon temps en votre compagnie et de grandir avec vous pendant 3 ans. Je peine à trouver quelques moments clefs à évoquer tant nous avons vécu ensemble et les amitiés que nous avons pu forger sur le sol aixois sont pour moi d'une fabrique toute particulière. Bref : coeur coeur coeur et hasta la vista, baby.

Δ

Résumé

Agents érosifs parmi les plus efficaces, les glaciers réagissent dynamiquement aux variations climatiques et entraînent à l'aval des modifications importantes des flux de sédiments. Dans les Alpes, et dans le cadre du réchauffement climatique actuel, se pose la question de l'évolution de la charge sédimentaire provenant de bassins versants partiellement englacés. L'export détritique issu d'un tel environnement résulte de processus d'érosion affectant plusieurs domaines géomorphologiques : les parois supraglaciaires, le substratum couvert de glace et la zone proglaciaire à l'aval du glacier. Aussi, l'intention de ce travail de recherche doctorale est de caractériser l'origine et le transport des sédiments dans les bassins versants de deux torrents issus du glacier des Bossons (massif du Mont-Blanc, France).

Dans ce but, les composantes du flux de sédiment issu des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire sont séparées et quantifiées à partir de méthodes innovantes :

i. L'utilisation de la concentration en nucléides cosmogéniques comme marqueur du transport à la surface du glacier ;
ii. L'analyse combinée de données météorologiques et de mesures hydro-sédimentaire à haute résolution temporelle (2 min) complétées par des modèles linéaires multivariés ;
iii. La mise en oeuvre d'une méthode probabiliste adjointe à une application à l'échelle pluri-annuelle de l'estimation des flux sédimentaires par source ;
iv. Le traçage radio-fréquence de particules grossières dans la zone proglaciaire associé à une analyse dans le cadre d'un modèle de transport stochastique.

A travers des outils numériques, l'application des méthodologies présentées apporte une estimation des taux d'érosion des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire, et contraint le transfert des sédiments dans le bassin versant.

Ainsi, dans la partie terminale du glacier, 52±14 à 9±4% de la charge supraglaciaire est transférée vers le réseau de drainage sous-glaciaire. Par ailleurs, l'évolution de ce dernier au cours de la saison de fonte entraîne sur une courte période l'export de la production sédimentaire hivernale. De plus, la configuration du drainage sous le glacier et sa dynamique de retrait contrôlent la remobilisation d'un stock sédimentaire sous-glaciaire plus ancien. Ces processus expliquent le contraste entre les taux moyens d'érosion sous-glaciaire des deux torrents instrumentés, respectivement 0.63 ± 0.37 et 0.38 ± 0.22 mm.an^{-1}. Ces valeurs sont inférieures à la création topographique tectonique, $\sim$1.5 mm.an^{-1}, et du même ordre de grandeur que le taux moyen d'érosion des parois surplombants le glacier, évalué à 0.76 ± 0.34 mm.an^{-1}.

A l'aval du glacier, les versants ne sont pas efficacement connectés au torrent proglaciaire et le glacier reste la source principale de l'export sédimentaire. Ainsi, en l'absence d'événements extrêmes, l'apport du domaine proglaciaire correspond à $13 \pm 10\%$ de l'export sédimentaire total du bassin versant. Par ailleurs, la zone proglaciaire agit comme un tampon sédimentaire fonctionnant d'une échelle quotidienne à annuelle pour les silts et les sables, et à une échelle décennale pour les particules plus grossières. Au total, malgré un retrait glaciaire récent et rapide, le bassin versant du glacier des Bossons présente actuellement une dynamique paraglaciaire limitée dont l'intensité correspond à un taux moyen d'érosion proglaciaire de 0.25±0.20 mm.an^{-1}. Enfin, sur l'ensemble du bassin versant, la dynamique sédimentaire est multi-fréquentielle et amortie par des stockages intermédiaires.

Abstract

Among the most efficient agents of erosion, glaciers react dynamically to climate change, leading to a significant adjustment of downstream sediment flux. Present-day global warming raises the question regarding the evolution of the sediment load originating from partially glaciated catchment. The detrital export from such environment results from erosion processes operating within distinct geomorphological domains : supraglacial rockwalls, ice-covered substratum and the proglacial area, downstream from the glacier. The general intent of this doctoral research is therefore to characterize the origin and transport of sediments in the watersheds of two streams draining Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France).

For this purpose, the components of the sediment flux coming from supraglacial, subglacial and proglacial domains are separated and quantified by innovating methods:

i. Using the terrestrial cosmogenic nuclides concentrations as evidence of a supraglacial transport;
ii. Combining meteorological data and hydro-sedimentary data acquired at a high time resolution (2 min) and completed by multi-linear models;
iii. Estimating sediment flux by source for 7 years and with a probabilistic method;
iv. Associating radio-frequency identification of pebbles in the proglacial area with a stochastic transport analysis.

Through numerical tools, applying the presented methodologies provides erosion rates of the supraglacial, subglacial and proglacial domains, and determines the sediment transfer mechanisms within the catchment.

Thus in the terminal part of the glacier, 52±14 to 9±4% of the supraglacial load is transferred to the subglacial drainage network. Moreover, its evolution throughout the melt season leads to the export of the winter sediment production during a limited period. Furthermore, the drainage configuration beneath the glacier and its retreat control the remobilization of a long-term sediment stock. These processes explain the contrast between the mean subglacial erosion rates of the two monitored streams, 0.63 ± 0.37 et 0.38 ± 0.22 mm.yr^{-1}, respectively. This values are lower than the tectonic uplift, $\sim$1.5 mm.yr^{-1}, and of the same order of magnitude than the mean erosion rate of supraglacial rockwalls, evaluated at 0.76 ± 0.34 mm.yr^{-1}.

Downstream from the glacier, hillslopes are not efficiently connected to the proglacial stream and the glacier is the main source of the sediment export. Hence, without extreme events, the input from proglacial domain corresponds to $13 \pm 10\%$ of the total sediment export from the catchment. Besides, the proglacial area acts as a buffer functioning from the daily to the year scales for fine particles, and at a decennial scale for coarser particles. In total, despite the rapid recent retreat of the glacier, the Bossons catchment exhibits a limited paraglacial dynamic whose intensity corresponds to a mean proglacial erosion rate of 0.25±0.20 mm.yr^{-1}. Finally, at the catchment scale, the sediment dynamic is multi-frequential and buffered by storage and release mechanisms.

Table des matières

Table des matières xiii

Table des figures xix

Liste des tableaux xxv

Introduction générale 1

1 Discrimination of subglacial and periglacial erosion using ^{10}Be concentration measurements 21
- 1.1 Introduction . . . 23
- 1.2 Setting and methods . . . 24
  - 1.2.1 Setting . . . 24
  - 1.2.2 Sampling strategy . . . 27
  - 1.2.3 ^{10}Be concentration measurements . . . 29
- 1.3 Results and discussion . . . 32
  - 1.3.1 Results . . . 32
  - 1.3.2 Exposure of the glacier substratum during periods of glacial retreat . . . 33
  - 1.3.3 Origin of subglacial stream sediments . . . 34
  - 1.3.4 Erosion in the Bossons glacier catchment . . . 37
- 1.4 Conclusions . . . 39

2 Separating subglacial and proglacial inputs to the sediment export of a glaciated catchment 43
- 2.1 Introduction . . . 45
- 2.2 A strategy to estimate the components of the sediment flux in a glaciated catchment . . . 46
  - 2.2.1 Bossons glacier catchment : field laboratory for present-day glacial erosion 46
  - 2.2.2 Data acquisition framework within Bossons glacier catchment . . . 51
  - 2.2.3 Estimating missing SSC data using linear regression models . . . 54
  - 2.2.4 Estimating PdE entering discharge using precipitation data . . . 55
  - 2.2.5 Separating hillslope and alluvia inputs using meteorological conditions 56
  - 2.2.6 Uncertainty estimation . . . 57
- 2.3 Results . . . 58

2.3.1 Comparison between Crosette and Bossons streams measurements . . . 58
2.3.2 Relation between suspended sediment concentration and discharge . . . 64
2.3.3 Flux balance of the valley sandur . . . 66
2.3.4 Sediment export during 2013 melt season . . . 66
2.4 Discussion . . . 69
2.4.1 Origin of the sediment entering the valley sandur and proglacial hillslopes connectivity . . . 70
2.4.2 Hydrodynamic control of the sediment export of the valley sandur . . . 71
2.4.3 Sedimentary role of the valley sandur and paraglacial adjustment . . . 73
2.4.4 Subglacial sediment stock beneath Crosette and Bossons subglacial catchment . . . 74
2.5 Conclusion . . . 75

3 Méthode probabiliste d'estimation de la masse entrante dans la plaine alluviale proglaciaire 79
3.1 Introduction . . . 80
3.2 Méthode probabiliste d'estimation de l'apport sédimentaire d'origine glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte . . . 82
3.2.1 Recherche d'un paramètre décrivant le comportement hydro-sédimentaire du Plan des Eaux . . . 83
3.2.2 Méthode de Monte-Carlo pour estimer la masse de sédiments entrant dans le Plan des Eaux pendant les précipitations de la saison de fonte . 84
3.3 Résultats . . . 86
3.3.1 Test de la méthode probabiliste d'estimation de l'apport glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte pour l'année 2013 . . . 86
3.3.2 Estimation par méthode probabiliste de l'apport des sources amont pour les années 2009 à 2015 . . . 91
3.4 Discussion et conclusion . . . 94

4 Temps de transfert et transport stochastique de la charge de fond estimés par suivi de traceurs RFID 97
4.1 Introduction . . . 98
4.2 Les sédiments grossiers de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux . . . 101
4.3 Suivi de galets par identification radio-fréquence . . . 106
4.3.1 Traçage radio-fréquence . . . 106
4.3.2 Traceurs utilisés . . . 107
4.3.3 Suivi par antenne mobile . . . 108
4.3.4 Suivi par antenne statique . . . 109
4.3.5 Phases d'expérimentation . . . 110
4.3.6 Exploitation de la base de données de position des traceurs . . . 112
4.4 Caractérisation du transport stochastique de la charge de fond . . . 114
4.5 Analyse de la qualité de la mise en oeuvre . . . 120
4.5.1 Taux de récupération des mesures par antenne mobile . . . 120
4.5.2 Détection par antenne statique . . . 122

4.6 Description phénoménologique du transport de la charge de fond 124
4.6.1 Influence de la granulométrie sur le transport 124
4.6.2 Influence de la morphologie sur le transport 124
4.6.3 Influence de la position initiale sur le déplacement 126
4.6.4 Mesures consécutives du déplacement 128
4.6.5 Relation entre vélocité virtuelle et débit 130
4.6.6 Synthèse phénoménologique 132
4.7 Description probabiliste du transport de la charge de fond 133
4.7.1 Description statistique des distributions des déplacements et des vélocités virtuelles 133
4.7.2 Modèle probabiliste du transport de la charge de fond 135
4.8 Discussion 140
4.8.1 Évaluation des biais méthodologiques 140
4.8.2 Diffusion à long terme de la charge de fond 141
4.9 Conclusion 143

5 Quantification des variations inter-annuelles et intra-saisonnières des flux sédimentaires 145
5.1 Introduction 146
5.2 Les forçages de l'érosion dans le bassin versant du glacier des Bossons 147
5.2.1 Dynamique glaciaire 147
5.2.2 Retrait du glacier et évolution de son domaine proglaciaire 151
5.2.3 Contexte tectonique du massif du Mont-Blanc 153
5.3 Séparation des sources sédimentaires et estimation de l'érosion par domaine géomorphologique 154
5.3.1 Différenciation des apports sédimentaires par source 154
5.3.2 Erosion et taux d'érosion par domaine géomorphologique 158
5.4 Résultats 161
5.4.1 Export sédimentaire de 2009 à 2015 161
5.4.2 Distribution de l'export au cours de la saison de fonte 165
5.4.3 Estimation de l'érosion par domaine géomorphologique 171
5.5 Discussion générale 175
5.5.1 Limites méthodologiques 175
5.5.2 Transport et stockage des sédiments sous-glaciaires dans le bassin versant du torrent des Bossons 176
5.5.3 Comparaison entre l'érosion sous-glaciaire mesurée sur les torrents de Crosette et des Bossons 178
5.5.4 Réponses sédimentaires, temps de transfert et forçages tectonique et climatique 180

Conclusion générale 185

Annexe A ^{10}Be production under Bossons glacier 193

Annexe B Bases de données publiées sur le dépôt de données Pangaea 199

B.1 Grain size distributions within the proglacial area of the Bossons glacier (France) 199
B.1.1 Grain size distributions within the proglacial area of the Bossons glacier (France) . . . 199
B.1.2 Grain size distributions of the suspended, saltation and bed loads of the Bossons stream (France) . . . 200
B.2 Sediment volume variations inferred from DGPS measurements within Bossons glacier proglacial area . . . 201
B.3 Hydro-sedimentary parameter measurements within the proglacial area of the Bossons glacier (France) . . . 202

Annexe C Développements méthodologiques pour l'exploitation des données hydro-sédimentaires 207
C.1 Eléments de statistique et probabilité . . . 207
C.1.1 Loi de probabilité, fonction de répartition et densité de probabilité . . . 207
C.1.2 Tests statistiques . . . 208
C.1.2.1 Niveau de signification et puissance d'un test statistique . . . 208
C.1.2.2 Valeur-p . . . 209
C.1.2.3 Test de Kolmogorov-Smirnov . . . 210
C.1.3 Estimation de paramètre . . . 211
C.2 Uncertainty estimation . . . 213
C.2.1 Background on estimating uncertainty and error propagation . . . 213
C.2.2 Measurement uncertainties . . . 214
C.2.2.1 Crosette station discharge uncertainty . . . 214
C.2.2.2 Bossons downstream station discharge uncertainty . . . 215
C.2.2.3 Suspended Sediment Concentration uncertainty . . . 215
C.2.2.4 Total Dissolved Solid uncertainty . . . 216
C.2.3 Rating curve uncertainty . . . 217
C.2.3.1 Bossons downstream station rating curve uncertainty . . . 217
C.2.3.2 Total Dissolved Solid rating curve uncertainty . . . 218
C.2.3.3 Suspended Solid Concentration and Crosette station rating curve uncertainties . . . 219
C.2.4 Flux uncertainty . . . 219
C.2.5 Integration uncertainty . . . 220
C.2.6 Monte-Carlo simulation . . . 220
C.2.7 Numerical implementation of uncertainty propagation . . . 223
C.3 Precipitation detection and runoff coefficient sensitivity . . . 223
C.4 Extrapolating missing data using multi-linear models . . . 226
C.5 Modèle hydrologique de la plaine alluviale proglaciaire du plan des Eaux . . . 232
C.6 Détection des périodes de précipitation par traitement du signal de débit d'eau de fonte . . . 234
C.6.1 Introduction . . . 234
C.6.2 Traitement du signal de débit glaciaire . . . 235
C.6.2.1 Séparation entre récession et écoulement de base . . . 235

C.6.2.2 Une stratégie pour isoler la composante apériodique du signal glaciaire . . . 236
C.6.2.3 Identification des épisodes de précipitation à partir d'un signal de débit filtré . . . 239
C.6.2.4 Choix d'un algorithme et des paramètres initiaux . . . 239
C.6.3 Résultats . . . 242
C.6.4 Conclusion . . . 245

Annexe D Mesures du bruit sismique lié au transport de la charge grossière du torrent des Bossons **247**

Bibliographie **253**

Table des figures

1 Interactions entre climat, tectonique et érosion à l'échelle d'une chaîne de montagnes. 2
2 Variation de l'ordre de grandeur de l'érosion glaciaire en fonction de l'intervalle de mesure considéré et de la situation géographique. 3
3 Modèles conceptuels du cycle paraglaciaire. 4
4 Évolution de l'anomalie de température printano-estivale de 1959 à 2015 par rapport à la normale 1961/1990 dans les Alpes. 6
5 Évolution de la surface englacée dans les Alpes au cours du 20ème siècle et extrapolation pour le 21ème siècle. 6
6 Processus d'érosion dans un bassin versant partiellement englacé. 8
7 Réponse d'un système glacio-hydrologique aux fluctuations météorologiques . . 10
8 Taux d'érosion de bassins versants englacés alpins 12
9 Délimitation des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaires. 13
10 Questions scientifiques et plan synthétique. 15
11 Évolution du glacier des Bossons de 1900 à 2014 16
12 Descriptions du bassin versant du glacier des Bossons 17

1.1 Map showing the glacier system and simplified bedrock geology around Mont-Blanc. 25
1.2 A sketch of the clast flux in a glacial environment 28
1.3 Field photos of sample locations. 30
1.4 Shaded relief map of the lower part of the Bossons glacier 31
1.5 Cumulative distribution of ^{10}Be production rate under Bossons glacier inferred from the Huss and Farinotti (2012) ice-thickness model 33
1.6 [Negligible ^{10}Be concentration in stream load related to glacial retreat scenarii 35
1.7 Comparison between granite proportion (from Godon et al., 2013) and normalized ^{10}Be concentration for glacial substratum, subglacial stream sediments and supraglacial load. 36

2.1 Aerial photography showing Bossons glacier catchment 47
2.2 Field pictures of the proglacial domain of the Bossons 48
2.2 Field pictures of the proglacial domain of the Bossons 49
2.3 Extreme events in the proglacial domain of the Bossons 50
2.3 Extreme events in the proglacial domain of the Bossons 51
2.4 Altitudinal profile of Bossons stream. 51

2.5 Data framework in Bossons glacier catchment. 53
2.6 Hydro-sedimentary data measured at the Crosette station (CRO) from June 2013 to June 2014 59
2.7 Hydrosedimentary data measured at the Bossons downstream station (BDS) from June 2013 to June 2014. 60
2.8 Data measured at Bossons Upstream (BUS) and Bossons Downstream (BDS) stations during summer 2013. 61
2.9 Response of Bossons stream to a precipitation event during summer and autumn. 62
2.10 Typical response of Crosette stream (CRO station) to precipitation events during summer and autumn 63
2.11 Relation between discharge and SSC at BUS, CRO and BDS stations 64
2.12 Relation between discharge and SSC at BDS station during one week 65
2.13 Evolution of slopes, intercepts and correlation coefficient for the log Q - log SSC relationships. 65
2.14 Sedimentary flux at BDS, BUS station and within PdE from July to October 2013. 67
2.15 Conceptual model of the Bossons proglacial alluvial area. 72
2.16 Silt and sand deposit within Bossons proglacial area 73

3.1 Relation entre la concentration à la station BUS et le débit à la station BDS . 81
3.2 Résultats du modèle hydraulique de la plaine alluviale 81
3.3 Sélection d'un paramètre pertinent pour décrire le comportement hydro-sédimentaire de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux. 84
3.4 Méthode probabiliste d'estimation de l'apport amont pendant les précipitations de la saison de fonte. 85
3.5 Distributions pour l'année 2013 des paramètres testés pour l'estimation probabiliste. 87
3.6 Evolution of flux ratio α (entering flux / exiting flux) 89
3.7 Histogram of the β parameter for the 2013 data and statistical fits for the 5 best fits of probability distributions. 89
3.8 High value of β associated with low flow and limited precipitation 90
3.9 Comparison of methods estimating the mass of sediment entering in the PdE during precipitations of the meltseason. 91
3.10 Statistical estimation of the PdE input during melt season precipitations from 2009 to 2015. 93
3.11 Comparison of statistical distributions for the estimation of upstream input during melt season precipitations. 94

4.1 Présentation de la plaine alluviale proglaciaire 100
4.2 Profils en travers de la plaine alluviale du Plan des Eaux 101
4.3 Évolution annuelle des dépôts et incisions dans la plaine alluviale du glacier des Bossons 102
4.4 Évolution des dépôts et incisions cumulés dans la plaine alluviale du glacier des Bossons 102

4.3 Évolution annuelle des dépôts et incisions dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférés par différences entre les MNT consécutifs établis de 2004 à 2014. 103
4.4 Évolution des dépôts et incisions cumulés dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférés par différences entre MNT. 103
4.5 Bilan sédimentaire du plan des Eaux 104
4.6 Coupe sédimentologique de l'incision amont 104
4.7 Logs sédimentaires réalisés dans la partie amont du Plan des Eaux 105
4.8 Équipement d'un galet avec un PIT 108
4.9 Appareillage mobile pour le suivi des galets marqués par PIT. 109
4.10 Appareillage statique pour le suivi des galets marqués par PIT 110
4.11 Localisation initiale des galets des lâchers réalisés successivement dans le Plan des Eaux 111
4.12 Faciès sédimentaires dans le Plan des Eaux 112
4.13 Méthodes d'exploitation des données RFID 113
4.14 Représentation schématique de l'équation de Fokker-Planck. 115
4.15 Comportements diffusifs du transport de la charge de fond 117
4.16 Caractère lourd ou léger de la queue d'une distribution statistique. 117
4.17 Exploitation probabiliste de la base de données des positions 118
4.18 Carte de l'évolution de la position des traceurs de l'expérience AA/AB 120
4.19 Distribution des taux de récupération en fonction de la taille granulométrique des galets 121
4.20 Distribution des taux de récupération en fonction des expériences 121
4.21 Fonctionnement de l'antenne statique 123
4.22 Distribution cumulée des vélocités virtuelles par classe granulométrique pour l'ensemble des données 125
4.23 Distribution cumulée des vélocités virtuelles en fonction de la morphologie . . 125
4.24 Résultats du lâcher E 127
4.25 Résultats du lâcher F 127
4.26 Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher B 129
4.27 Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher AA/AB 129
4.28 Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher D 130
4.29 Distribution des débits et contraintes associés avec le transport 131
4.30 Relation entre variables hydro-dynamiques et transport des traceurs 132
4.31 Description statistique des distributions de déplacements des galets marqués par PIT 134
4.32 Description statistique des distributions de vélocités virtuelles des galets marqués par PIT 135
4.33 Évolution de la densité de probabilité des positions des galets dans la plaine alluviale 136
4.34 Évolution de la moyenne et de l'écart-type de la distribution des positions des galets 137

4.35 Mode de diffusion de la charge de fond à long terme 142

5.1 Évolution de paramètres glaciologiques le long du glacier des Bossons 148
5.2 Vitesses d'écoulement dans la partie terminale du glacier des Bossons. 149
5.3 Photographies aériennes du bassin versant du glacier des Bossons 152
5.4 Variations de la position du front du glacier des Bossons 152
5.5 Surrection dans les Alpes 153
5.6 Estimation des apports sédimentaires par domaine géomorphologique dans le bassin du glacier des Bossons 155
5.7 Comparaison entre une estimation de l'export sédimentaire prenant en compte les charges en suspension et saltation et une estimation prenant également la contribution de la charge de fond 157
5.8 Hydro-sedimentary data 162
5.9 Cumulated export of suspended load for Bossons stream between 2009 and 2015.164
5.10 Distribution de l'export du torrent des Bossons au cours des saisons de fonte de 2009 à 2015. 166
5.11 Relation entre température, volume d'eau écoulé et export sédimentaire. . . . 167
5.12 Distribution de l'export du torrent de Crosette au cours des saisons de fonte de 2013 à 2014 168
5.13 Proportion de l'export annuel du torrent des Bossons réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. 169
5.14 Proportion de l'export annuel du torrent de Crosette réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. 170
5.15 Erosion rates within Bossons catchment 173
5.16 Proportion moyenne de l'export annuel des torrents des Bossons et de Crosette réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. 177
5.17 Relation between glacial retreat and subglacial erosion 181
1 Principales conclusions sur l'export sédimentaire dans le bassin versant du glacier des Bossons (Mont-Blanc, France) et valeurs des taux d'érosion pour chaque domaine géomorphologique. 187
2 Transfert de sédiments et stockage intermédiaire dans le bassin versant du glacier des Bossons (Mont-Blanc, France). 189

A.1 ^{10}Be production rate under ice at sea-level and 45° latitude beneath ice 196
A.2 Bossons glacier ice thickness 196
A.3 Bossons glacier ice thickness distribution in 5 m bins. Solid line corresponds to total ^{10}Be production rate under ice at 2800 m asl and a latitude of 45.88°. . . 197
A.4 ^{10}Be production under Bossons glacier calculated using thickness from the Huss and Farinotti (2012) model and relations (A.1-A.13). Production rates are given in at.g^{-1}.yr^{-1}. 197
A.5 Evolution of mean production in subglacial stream with cut-off elevation. . . . 198

B.1 Bossons downstream station turbidity-suspended concentration rating curve. . 205
B.2 Bossons downstream water height-discharge rating curve. 205
B.3 Crosette water height-discharge rating curve. 206

C.1 Seuil de signification, niveau de confiance et puissance d'un test statistique. . . 210
C.2 Test de Kolmogorov-Smirnov. cdf : fonction de répartition (*cumulated density function*). 212
C.3 Méthode du maximum de vraisemblance (MLE). 212
C.4 Distribution of the relative errors on the measured flux at BDS station between June 26th and October 18th 2013. 221
C.5 Histogram of the result of a Monte-Carlo simulation integrations on flux with 100000 trials. 222
C.6 Histogram of 100 runs of Monte-Carlo simulation integrations on flux with 100000 trials. 222
C.7 Histograms of rainfall data between 0 and 1 mm. 223
C.8 Influence of the rain detection threshold. 224
C.9 Influence of the runoff coefficient. 225
C.10 Data extrapolation with different methodologies at BUS station. 227
C.11 Temporal evolution of the ratio between slopes of the log Q - log SSC relationships at each stations. 227
C.12 Histograms and normal distribution fits for slopes of the log Q - log SSC relationships at each stations. 228
C.13 Histogram and normal distribution fit for intercepts of the log Q - log SSC relationships at BUS station. 228
C.14 Histogram and normal distribution fit for intercepts of the log Q - log SSC relationships at BDS station. 229
C.15 Histograms of the relative errors for the different methodologies considered for data estimation at BUS. 229
C.16 Histograms of the relative errors for the different methodologies considered for data estimation at BDS. 230
C.17 Data extrapolation with different methodologies at BUS station. 230
C.18 Data extrapolation with different methodologies at BDS station. 231
C.19 Réponse d'un système glacio-hydrologique aux fluctuations météorologiques . . 235
C.20 Frequency spectrums of the discharge 237
C.21 Spectrogram of the 2013 discharge 238
C.22 Filtering process on 2012 discharge signal 240
C.23 Signal processing of the discharge 241
C.24 Initial run 243
C.25 Normalized export error for 2012 data and different values of the parameters. . 244

D.1 Vitesse d'écoulement du torrent des Bossons 249

Liste des tableaux

1.1 TCN results for Bossons glacier and nearby Aiguille du Midi. 32
1.2 Characteristics of the supraglacial load, subglacial streams and subtratum in terms of granite proportion, ^{10}Be concentration and proportion of sediment coming from the supraglacial load. 37

2.1 Sediment mass for the first month, last month and complete dataset taking into account only the available data for Bossons stream. 68
2.2 Sediment mass for the first month, last month and complete dataset of data for Bossons stream. 69
2.3 Sediment exports for the first month, last month and complete dataset of available data from the CRO station located at the glacial snout. 69

3.2 Statistical fit results for the entering flux during melt season precipitations. . . 92

4.1 Caractéristiques des différents lâchers effectués. 111
4.2 Temps de résidence, déplacement total, vélocité virtuelle, débit et contrainte de Shields associée au moment de la détection des galets mesurés par l'antenne RFID statique. 123
4.3 Performance de la description statistique des densités de probabilités de position des galets 136
4.4 Évolution temporelle de la moyenne et de l'écart-type de la densité de probabilité des positions des galets pour différentes distributions statistiques. 138
4.5 Évolution temporelle de l'écart-type 138
4.6 Temps de transfert moyen 139

5.1 Parameter values. 160
5.2 Melt season and monitoring durations for each year. 160
5.3 Integration of suspended sediment flux at Bossons downstream and Crosette stations. 163
5.4 Input during melt season precipitation, total PdE input from upstream sources and total PdE export. 171
5.5 Erosion and average erosion rate by year and by domain. 172

A.1 TCN production parameters. 195

C.1 Forme standardisée des distributions statistiques utilisées. 209
C.2 Kolmogorov-Smirnov test critical values. 211
C.3 Flux integration results for the complete dataset of available data by the classical integration method and the Monte-Carlo simulation. 221

Liste des abbréviations

BDS	Bossons Downstream monitoring station
BP	Before Present
BUS	Bossons Upstream monitoring station
CdD	Col du Dôme
CRO	Crosette monitoring station
CTRW	Continuous Time Random Walk
ELA	Equilibrium Line Altitude
GP	Grand Plateau
IGN	Institut National de l'information Géographique et forestière
LCI	Limit of Cold Ice
LIA	Little Ice Age
MLE	Maximum Likelihood Estimate
MLR	Multi-Linear Regression
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MPPT	Maximum Power Point Tracking
PdE	Plan des Eaux
PG	Plan Glacier
PIT	Passive Integrated Transponder
PP	Plateau des Pyramides
PW	Pic Wilson
RFID	Radio Frequency Identification
SSC	Suspended Sediment Concentration
TCN	Terrestrial Cosmogenic Nuclides

TDS	Total Dissolved Solid

Liste des symboles

$\neg$	Négation logique
α	Rapport entre les flux entrant, F_{in}, et sortant, F_{out}
α^*	Constante empirique tenant compte de la résistance du substratum
β	Paramètre utilisé pour estimer la masse de sédiment entrante dans le Plan des Eaux lors des pluies de la saison de fonte, $\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$
β^*	Constante empirique regroupant les constantes α^* et B_s
χ	Exposant de l'évolution temporelle d'un paramètre d'une distribution de probabilité
γ	Correspondant au granite (Chapitre 1)
γ	Gradient thermique adiabadique régional (Chapitre 2)
μ	Correspondant aux roches métamorphiques (Chapitre 1)
μ	Paramètre de position (moyenne) d'une densité de probabilité (Chapitre 4)
π	Constante mathématique dont la valeur est le rapport entre la circonférence d'un cercle et son diamètre
ρ	Masse volumique. Généralement, $\rho = 2800$ kg.m^{-3}
ρ_{pro}	Masse volumique des sédiments dans le domaine proglaciaire
ρ_{sub}	Masse volumique des sédiments dans le domaine sous-glaciaire
ρ_{sup}	Masse volumique des sédiments dans le domaine supraglaciaire
σ	Paramètre d'échelle (écart-type) d'une distribution de probabilité
τ^*	Contrainte de Shields
τ	Contrainte de cisaillement à la base du glacier

τ	Représente la saison de fonte
a	Coefficient de l'évolution temporelle d'un paramètre d'une distribution de probabilité
b	Axe intermédiaire d'une particule
$[^{10}\mathrm{Be}]_d$	Concentration en ^{10}Be de la charge sédimentaire issue de la charge supraglaciaire
$[^{10}\mathrm{Be}]_s$	Concentration en ^{10}Be de la charge sédimentaire à la sortie du système de drainage sous-glaciaire
$[^{10}\mathrm{Be}]_t$	Concentration ^{10}Be de la charge sédimentaire issue du substratum couvert de glace tempérée
B_s	Constante de glissement
C	Proportion de la charge sédimentaire à la sortie du système de drainage sous-glaciaire issue de la charge supraglaciaire (Chapitre 1)
C	Coefficient de ruissellement (Chapitre 2)
c	Vitesse d'advection, dérive
c	Axe mineur d'une particule
C_p	Concentration en sédiment à la base du glacier
D	Distance du test de Kolmogorov-Smirnov
D	Diffusivité, dispersivité
D50	$50^{\text{ème}}$ percentile d'une distribution
ΔF	Différence de flux : différence entre le flux sortant, F_{out}, et entrant, F_{in}
ΔM	Différence de masse : différence entre la masse sortante, M_{out}, et entrante, M_{in}
$\dot{e}$	Taux d'érosion
e_h	Taux d'érosion des parois supraglaciaires
e_{pro}	Érosion dans le domaine proglaciaire
$\dot{e_s}$	Taux d'érosion sous-glaciaire
e_{sub}	Érosion dans le domaine sous-glaciaire
e_{sup}	Érosion dans le domaine supraglaciaire
e_t	Taux d'érosion sous le glacier tempéré
F	Flux sédimentaire total
F_d	Flux sédimentaire issu de la charge supraglaciaire
F_h	Flux sédimentaire total issu des parois supraglaciaires

F_{in}	Flux sédimentaire entrant dans le Plan des Eaux
F_m	Flux sédimentaire issu des parois supraglaciaires et transféré aux moraines frontale et latérales
F_{out}	Flux sédimentaire sortant du Plan des Eaux
F_p	Flux sédimentaire issu du domaine proglaciaire
F_s	Flux sédimentaire à la sortie du système de drainage sous-glaciaire
F_t	Flux sédimentaire issu du substratum couvert de glace tempérée
g	Accélération de la pesanteur, $g = 9.81$ m.s^{-1}
G_d	Proportion de granite dans la charge sédimentaire issue de la charge supraglaciaire
G_s	Proportion de granite dans la charge sédimentaire à la sortie du système de drainage sous-glaciaire
G_t	Proportion de granite dans la charge sédimentaire issue du substratum couvert de glace tempérée
m	Exposant de la loi de glissement de la glace, variant entre 0 et 3
M_{gla}	Masse de sédiment en suspension issue du domaine glaciaire
M_{in}	Masse de sédiment en suspension entrant dans le Plan des Eaux
M_{out}	Masse de sédiment en suspension sortant du Plan des Eaux
M_{pro}	Masse de sédiment en suspension issue du domaine proglaciaire
M_{sub}	Masse de sédiment en suspension issue du domaine sous-glaciaire
M_{sup}	Masse de sédiment en suspension issue du domaine supraglaciaire
$\mathcal{L}$	Vraisemblance
n	Taille d'un échantillon
P	Lame d'eau de pluie écoulée
p	Densité de probabilité
p_e	Pression effective de glace

p	Proportion des apports supraglaciaires totaux exportée par le torrent des Bossons
Q	Débit d'eau
Q_{in}	Débit d'eau entrant dans le Plan des Eaux
Q_{out}	Débit d'eau sortant du Plan des Eaux
R	Ruissellement lié aux précipitations
R^2	Carré du coefficient de corrélation de Pearson
S_h	Surface de ruissellement dans le domaine proglaciaire
$S_{h(\gamma)}$	Surface correspondant aux parois de granite
$S_{h(\mu)}$	Surface correspondant aux parois de roches métamorphiques
S_{pro}	Surface des zones sources sédiments dans le domaine proglaciaire
S_{sub}	Surface des zones sources sédiments dans le domaine sous-glaciaire
S_{sup}	Surface des zones sources sédiments dans le domaine supraglaciaire
S_t	Surface du bassin versant située sous la glace tempérée
t	Temps
u_p	Vitesse des particules abrasives
u_s	Vitesse de glissement à la base du glacier
x	Abscisse curvilinéaire le long d'un torrent proglaciaire, positive vers l'aval

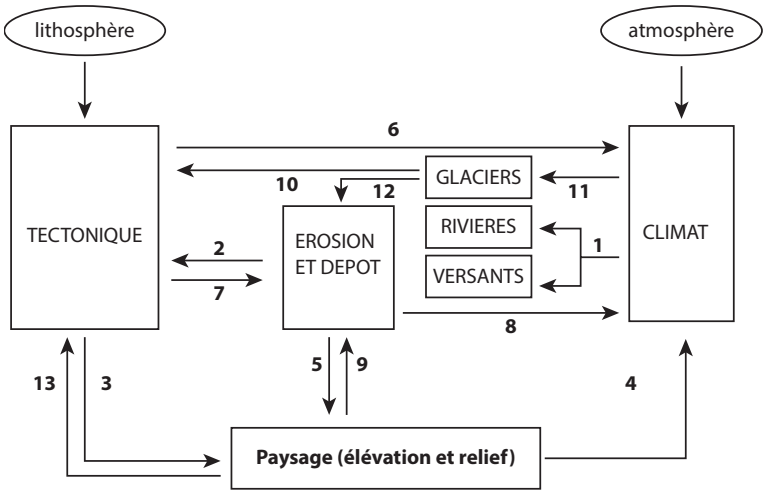
Introduction générale

Cette thèse porte sur la quantification des processus d'érosion glaciaire aux courtes échelles de temps. Son introduction fournit les clefs permettant de comprendre cette question scientifique. Les étapes intermédiaires pour répondre à cette problématique y sont présentées d'un point de vue conceptuel et de leur aspect transverse à d'autres questionnements scientifiques. Par la suite, chacun des cinq chapitres de cette thèse possède son introduction propre où sont détaillées les références bibliographiques nécessaires. Cette introduction générale est organisée en trois sections qui décrivent successivement : le caractère transitoire de l'érosion glaciaire et les enjeux de sa quantification ; les questions à résoudre pour quantifier l'érosion glaciaire récente et actuelle ; le cadre général de ce travail : question scientifique, terrain étudié, originalité et articulation des différents chapitres.

L'érosion glaciaire : phénomène transitoire et enjeu majeur

Les paysages et reliefs observés sur Terre résultent d'interactions complexes entre processus internes et externes (Molnar and England, 1990). Les processus internes correspondent aux forces géodynamiques et tectoniques qui modifient l'élévation de la surface terrestre aux longues échelles de temps et aux grandes échelles spatiales. Les processus externes sont liés aux processus d'érosion et sont dépendants du climat (e.g. Willenbring, 2015). Cependant, bien que le climat soit contrôlé au premier ordre par les variations des paramètres orbitaux de la Terre, il l'est au second ordre par la tectonique (e.g. Champagnac et al., 2012). De plus, l'érosion transfère progressivement la matière issue des chaînes de montagnes vers les océans (Hay, 1998). Ce déchargement graduel entraîne un soulèvement afin de maintenir l'équilibre isostatique (e.g. Champagnac et al., 2009). Ainsi, le climat module l'érosion ; l'érosion affecte la tectonique ; la tectonique impacte le climat. Cet exemple simple de rétro-action illustre la complexité des interdépendances entre climat, tectonique et érosion. Ces trois termes s'enrichissent d'autres relations (Fig. 1) et ont alimenté le débat scientifique en sciences de la Terre au cours des vingt dernières années (e.g. Molnar and England, 1990; Molnar, 2009).

Ainsi, l'importance des variations climatiques sur les flux sédimentaires a été soulignée par plusieurs auteurs. Kuhlemann et al. (2002) ont effectué un bilan sédimentaire des bassins versants alpins. A partir de 2.7 Ma, leurs résultats montrent une rétro-action positive entre un refroidissement global, un soulèvement tectonique et un accroissement des flux détritiques issus



1 : le climat affecte l'érosion des bassins versants
2 : l'érosion modifie le mode de déformation
3 : l'équilibre isostatique dicte l'élévation maximale d'un orogène
4 : la topographie conditionne le climat (e.g. circulations, précipitations)
5 : l'érosion limite la topographie d'un orogène
6 : le volcanisme impacte le climat
7 : la tectonique facilite l'érosion (e.g. fracturations, glissements induits)
8 : l'altération chimique modifie le cycle global du carbone
9 : l'érosion dépend de la pente topographique
10 : les fluctuations glaciaires chargent et déchargent la lithosphère
11 : le climat contrôle l'extension des glaciers
12 : l'érosion glaciaire est très efficace
13 : le relief affecte la distribution de la déformation tectonique

(modifié d'après Champagnac et al., 2012)

FIGURE *1 – Interactions entre climat, tectonique et érosion à l'échelle d'une chaîne de montagnes. Cette figure est modifiée d'après celle de Champagnac et al. (2012). Ces auteurs détaillent les références supportant chaque interaction (de 1 à 10) ; pour les interactions 11 à 13 voir respectivement : Solomina et al. (2015), Hallet et al. (1996) et Mugnier et al. (1997).*

des Alpes. En utilisant des carottes sédimentaires océaniques, Gulick et al. (2015) ont rapporté des observations similaires pour la chaîne de St. Elias (Alaska) : les taux d'érosion augmentent rapidement au mi-Pléistocène (1.2-0.7 Ma). Plus globalement, au Cénozoïque tardif (4-2 Ma), le taux d'accumulation sédimentaire aux abords des continents et sur ces derniers augmente significativement (Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004). Cette augmentation est concomitante avec un changement de la fréquence et de l'amplitude des fluctuations climatiques (Zachos, 2001). Ces dernières passent alors de faibles amplitudes de période longue (100 à 400 ka) à de plus fortes amplitudes de période courte (20 à 40 ka) et conduisent à une alternance entre périodes glaciaire et inter-glaciaire. Ces variations climatiques s'effectuent alors plus fréquemment et contrôlent au premier ordre l'érosion continentale et l'exhumation des orogènes dans l'hémisphère nord pendant le Cénozoïque (Clift, 2010). En effet, la localisation des maxima d'érosion aux latitudes moyennes indique que les processus d'érosion dominant sont alors glaciaires ou périglaciaires (e.g. Champagnac et al., 2012; Herman and Champagnac, 2015). Ainsi l'érosion glaciaire apparaît comme un élément majeur pour comprendre la formation des paysages actuels.

De nombreuses études ont montré l'influence significative des glaciations sur l'érosion des chaînes de montagnes et ce quelle que soit l'échelle spatiale considérée. A l'échelle globale, la majeure partie de la dénudation s'effectue dans des zones dont la pente locale est supérieure à 15 degrés (Larsen et al., 2014). A l'échelle d'un continent, la majeure partie des sédiments transférés aux océans par le "tapis roulant fluvial" provient des zones topographiquement les plus hautes où se situent les glaciers (Hay, 1998). Les compilations de taux d'érosion réalisées par Hallet et al. (1996) et Delmas et al. (2009) montrent que les bassins versants englacés produisent une quantité de sédiment plus importante que les autres bassins versants.

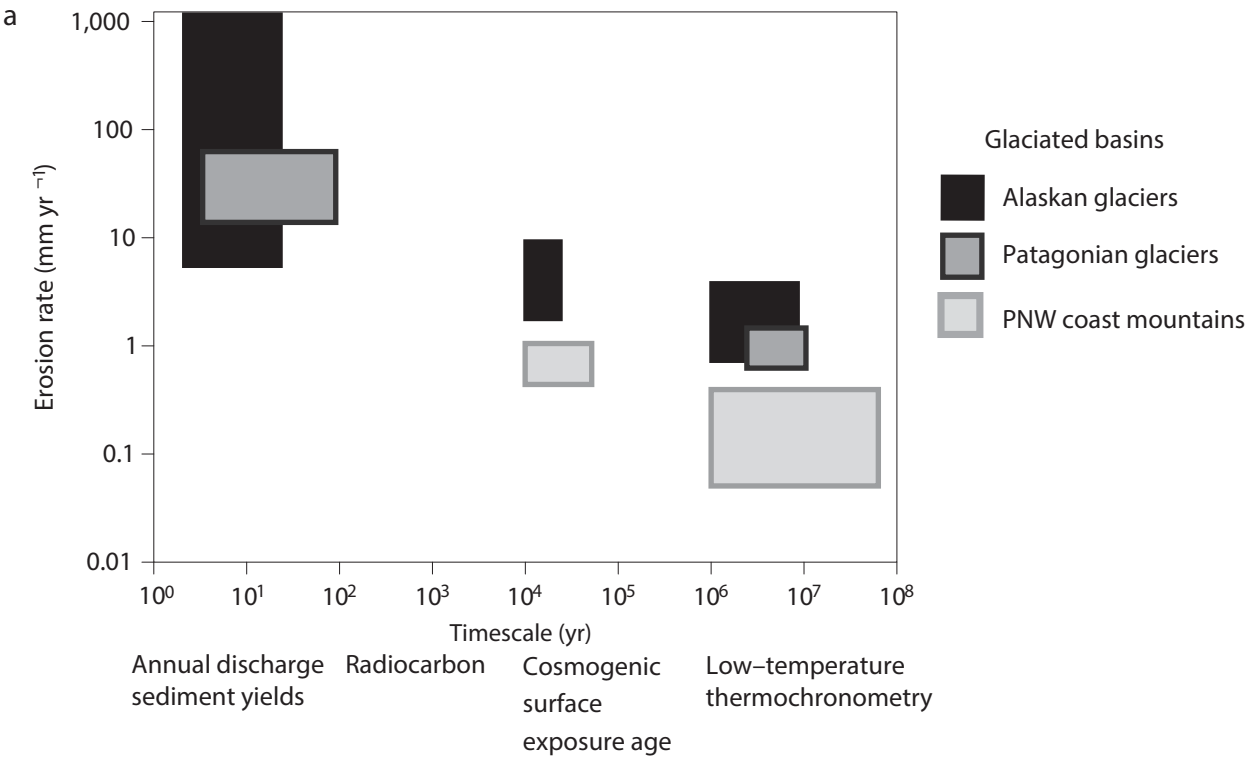


FIGURE *2 – Variation de l'ordre de grandeur de l'érosion glaciaire en fonction de l'intervalle de mesure considéré et de la situation géographique (Koppes and Montgomery, 2009). PNW : Pacific North West*

De même, l'analyse morphométrique de Montgomery (2002) indique que les vallées glaciaires peuvent ainsi représenter une perte de masse de deux à quatre fois supérieure à celle de vallées fluviales comparables. Enfin, à l'échelle kilométrique, le principal agent de création de relief est l'érosion glaciaire (Champagnac et al., 2012).

L'efficacité élevée de l'érosion glaciaire n'est toutefois pas invariante à l'échelle temporelle : les taux d'érosion glaciaire diminuent avec la durée de l'intervalle de mesure (Fig. 2, Delmas et al., 2009; Koppes and Montgomery, 2009). En comparaison, la variabilité temporelle de l'érosion fluviale est faible et à court terme, l'érosion glaciaire est significativement plus élevée que l'érosion fluviale (Koppes and Montgomery, 2009). Cependant, les taux d'érosion glaciaire décroissent de plus d'un ordre de grandeur par rapport aux valeurs actuelles lorsqu'ils sont moyennés sur plusieurs cycles glaciaires-interglaciaires récents (Koppes and Montgomery, 2009). Les taux d'érosion glaciaire moyens diminuent d'un ordre de grandeur supplémentaire pour le Quaternaire (>1 Ma, Koppes and Montgomery, 2009). Cette dépendance de la valeur de l'érosion avec l'échelle temporelle d'observation est liée aux déséquilibres transitoires induits par les glaciations quaternaires (e.g. Glotzbach et al., 2013). Ainsi, la transition d'une période glaciaire à un interglaciaire entraîne des réajustements géomorphologiques importants dans les environnements glaciaires.

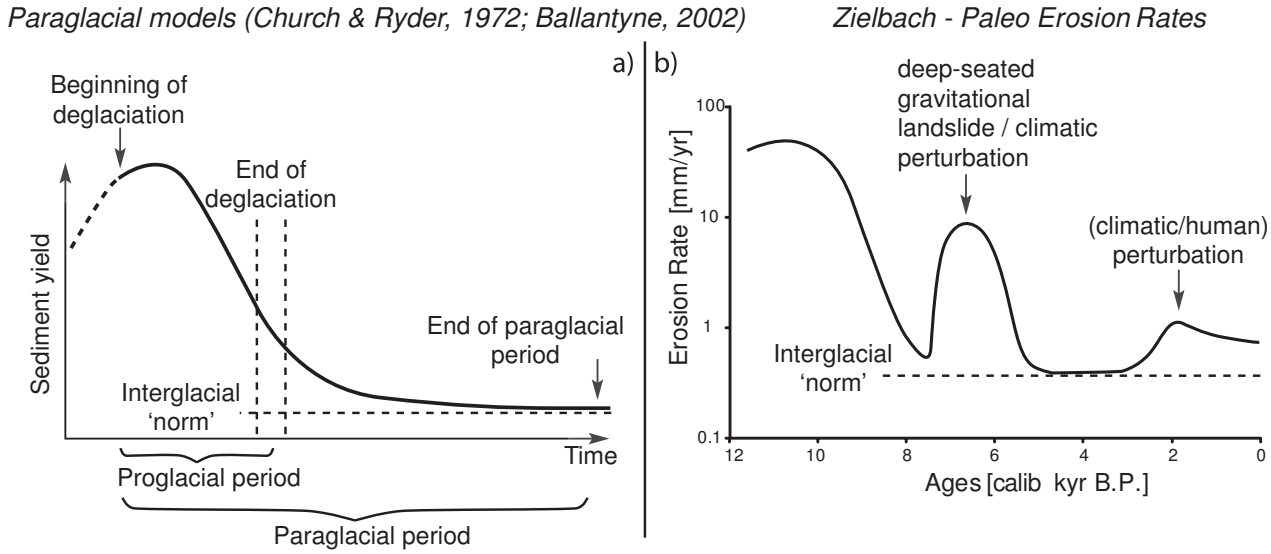


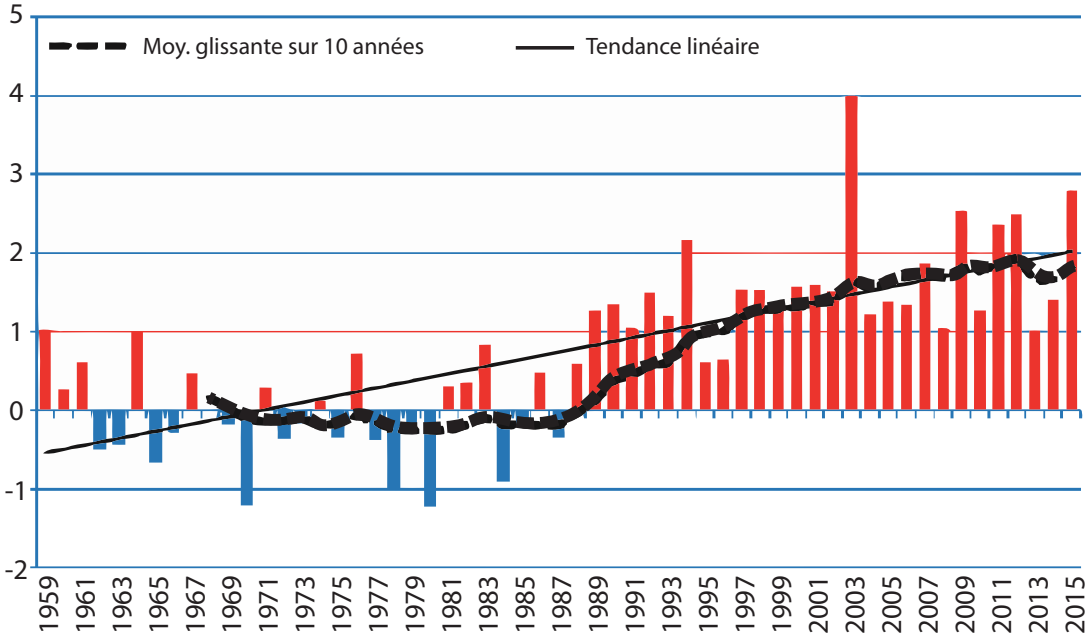
FIGURE *3 – Modèles conceptuels du cycle paraglaciaire. a) cycle paraglaciaire conceptuel de Church and Ryder (1972) ; b) Les observations acquises dans le bassin versant du Zielbach (Suisse) impliquent d'amender ce modèle pour inclure les perturbations liées aux événements de forte amplitude et à l'activité anthropique (à droite, modifiée d'après Savi et al., 2014b).*

La réponse géomorphologique consécutive à une glaciation a été mise en évidence par Church and Ryder (1972) et définie comme étant "paraglaciaire". Précisé par Ballantyne (2002), ce terme désigne les paysages, formes et processus conditionnés par l'occurrence d'une glaciation. Pendant les périodes froides et sèches, les sédiments sont principalement produits par l'abrasion sous-glaciaire, transportés par les glaciers et stockés de manière intermittente à leurs fronts. Lors de la déglaciation, les versants non végétalisés et instables deviennent la principale source de sédiments et le transport fluvial redistribue le stock de sédiments précédemment constitué. Ce transfert de sédiments se produit rapidement après la déglaciation et les taux d'érosion déclinent progressivement vers une norme régionale (Fig. 3a).

Plusieurs études ont illustré à différentes échelles la réponse paraglaciaire proposée par Church and Ryder (1972) (Fig. 3a). Les budgets sédimentaires des grands bassins versants montrent ainsi que la remobilisation de sédiments glaciaires devient une composante majeure des bilans à l'échelle de l'Holocène ou de l'actuel (Hinderer, 2001; Tunnicliffe et al., 2012). Lors du retrait des glaciers d'Icy Bay (Alaska), la réponse du relief et la remobilisation de sédiments stockés représentent également des contributions significatives de matière (Meigs et al., 2006; Koppes and Hallet, 2006). Pour la région du Fraser Lowland (Colombie britannique, Canada), l'histoire du transfert des sédiments vers l'océan à la suite des variations climatiques quaternaires a été reconstruite en détail par Kovanen and Slaymaker (2014). Leur étude illustre deux modes de redistribution paraglaciaire : l'épuisement progressif de stockages sédimentaires dans l'ensemble du bassin versant et la propagation d'une onde sédimentaire de l'amont vers l'aval (e.g. Kovanen and Slaymaker, 2014). Dans ce dernier cas, le processus de remobilisation est relativement rapide dans un contexte proximal et la réponse dans les parties plus distales du bassin versant est plus complexe et étendue dans le temps (Tunnicliffe et al., 2012).

Le modèle de Church and Ryder (1972) reste cependant conceptuel et doit être amendé dans de nombreux cas. A l'échelle d'un bassin sédimentaire, le temps pour arriver à un nouvel équilibre peut être plus long que la durée d'un interglaciaire (Church and Slaymaker, 1989; Kovanen and Slaymaker, 2014). Ainsi, le paysage des Alpes est toujours en train de répondre à la perturbation du dernier maximum glaciaire (Hinderer, 2001; Schlunegger and Norton, 2013). Enfin, des perturbations épisodiques peuvent modifier la réponse paraglaciaire classique (Fig. 3b) : volcanisme (Jordan and Slaymaker, 1991), glissements en masse (Savi et al., 2014b) ou usages anthropiques (e.g. Savi et al., 2014b).

Les modèles numériques d'évolution du paysage apportent des précisions sur le cycle paraglaciaire. Ainsi, si les phases majeures de l'incision glaciaire sont communément attribuées à la progradation glaciaire, des modèles suggèrent que l'apparition de glace tempérée à la fin des périodes glaciaires favorise le glissement et entraîne de forts taux d'érosion (Braun et al., 1999; de Winter et al., 2012). Par ailleurs, la modélisation de l'évolution du relief lors d'une déglaciation indique une réponse rapide des processus de pente (e.g. Dadson and Church, 2005). Ces derniers peuvent être revigorés par l'incision fluviale grâce au couplage entre chenaux et versants (Dadson and Church, 2005). Le domaine glaciaire peut stocker une portion significative des sédiments produits sous la glace, mais le transport par l'eau de fonte représente presque la moitié de l'export d'un bassin versant englacé (de Winter et al., 2012). Au total, les modèles numériques et conceptuels contraignent partiellement l'efficacité relative des processus d'érosion participant à l'évolution d'un paysage lors d'une déglaciation.



Ecart des températures moyennes printano-estivales en (°C) de 1959 à 2015 par rapport à la normale 1961/1990 dans les Alpes du Nord.
Source : Météo-France ; traitement ASAC/MDP

FIGURE *4 – Evolution de l'anomalie de température printano-estivale de 1959 à 2015 par rapport à la normale 1961/1990 dans les Alpes. Source : Météo-France ; traitement ASAC/MDP.*

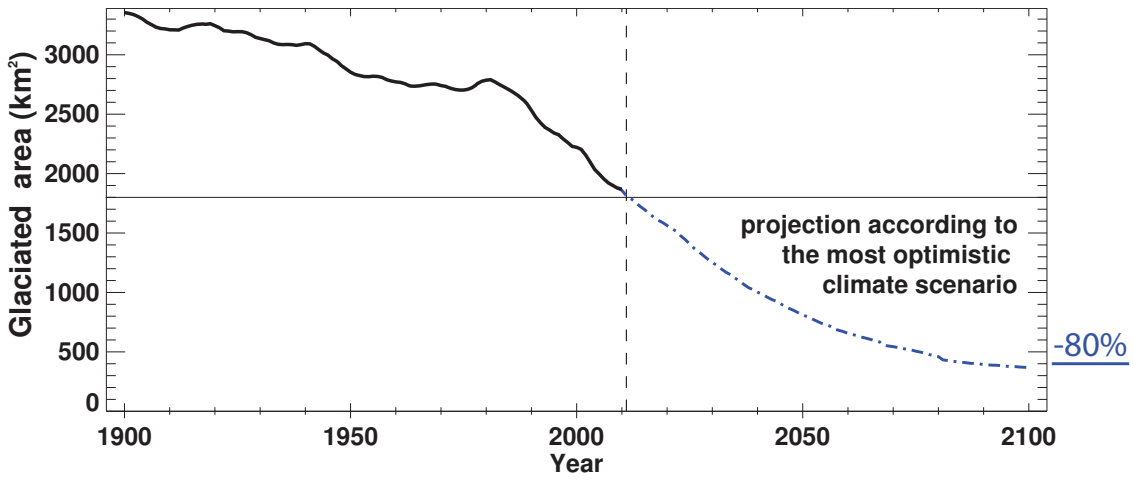


FIGURE *5 – Évolution de la surface englacée dans les Alpes au cours du 20ème siècle (courbe noire) et extrapolation pour le 21ème siècle à partir du scénario climatique le plus optimiste (courbe bleue). Modifiée d'après Huss (2012).*

Toutefois, la réponse paraglaciaire d'un bassin versant est complexe aux échelles de temps courtes et d'un intérêt particulier dans le contexte climatique actuel (e.g. Orwin et al., 2010; Knight and Harrison, 2014). En effet, la plupart des glaciers de montagne sont actuellement en retrait (e.g. Gardent et al., 2014) et les projections pour la fin du 21ème siècle sont alarmantes (Huss, 2012). Les données du World Glacier Monitoring Service montrent que le retrait glaciaire est un phénomène global (Zemp et al., 2015). Les glaciers de l'hémisphère Nord sont en moyenne plus avancés qu'à la mi-Holocène (Solomina et al., 2015), mais les pertes de masse du début du 21ème siècle sont sans précédent depuis 1850, début de la période d'observation systématique ((Zemp et al., 2015)). Ce retrait est principalement lié à une élévation moyenne de la température (Fig. 4) induite par les activités anthropiques et dont l'influence surpasse celle du forçage orbital (Solomina et al., 2015). L'utilisation de scénarios climatiques et de modèles bilan de masse permet d'extrapoler les variations des glaciers en 2100. Pour les Alpes et par rapport à 2003, Huss (2012) indique une réduction de 82 à 98% de la surface englacée (Fig. 5). En couplant climat et dynamique glaciaire, Clarke et al. (2015) montrent que, par rapport à 2005, 70±10% du volume de glace dans l'ouest du Canada aurait disparu à la fin du siècle.

En réponse au retrait glaciaire global, le modèle conceptuel du cycle paraglaciaire prévoit une augmentation des flux sédimentaires actuels (Fig. 3a). Cet accroissement de l'export sédimentaire des bassins versants englacés a des implications importantes en termes d'aléas (e.g. crues, éboulements, glissements de terrain). Les variations de la teneur en sédiment des cours d'eau impactent également la biosphère, la qualité de l'eau et l'apport chimique aux océans (Knight and Harrison, 2014). De plus, les changements dans les charges et les stockages sédimentaires à l'aval des glaciers apparaissent déterminants (e.g. Stott and Mount, 2007). Ainsi, comprendre la réponse transitoire de l'érosion glaciaire des hauts reliefs alpins est un enjeu majeur à l'échelle du changement climatique actuel (Knight and Harrison, 2014) et dans le contexte plus large des interactions entre climat et érosion pendant le Quaternaire (Fig 1).

Mesurer l'érosion glaciaire actuelle

L'érosion glaciaire correspond à l'érosion dans un bassin versant comportant un glacier. Elle prend en compte différents processus et représente la valeur moyenne de l'activité géomorphologique sans indiquer toutefois quels processus sont dominants. La compréhension de ces processus est cependant nécessaire pour pouvoir étudier les phénomènes d'érosion transitoires. Quantifier les différents composants de l'érosion glaciaire actuelle fournit de nouvelles informations sur l'efficacité des processus à l'oeuvre au cours d'une déglaciation.

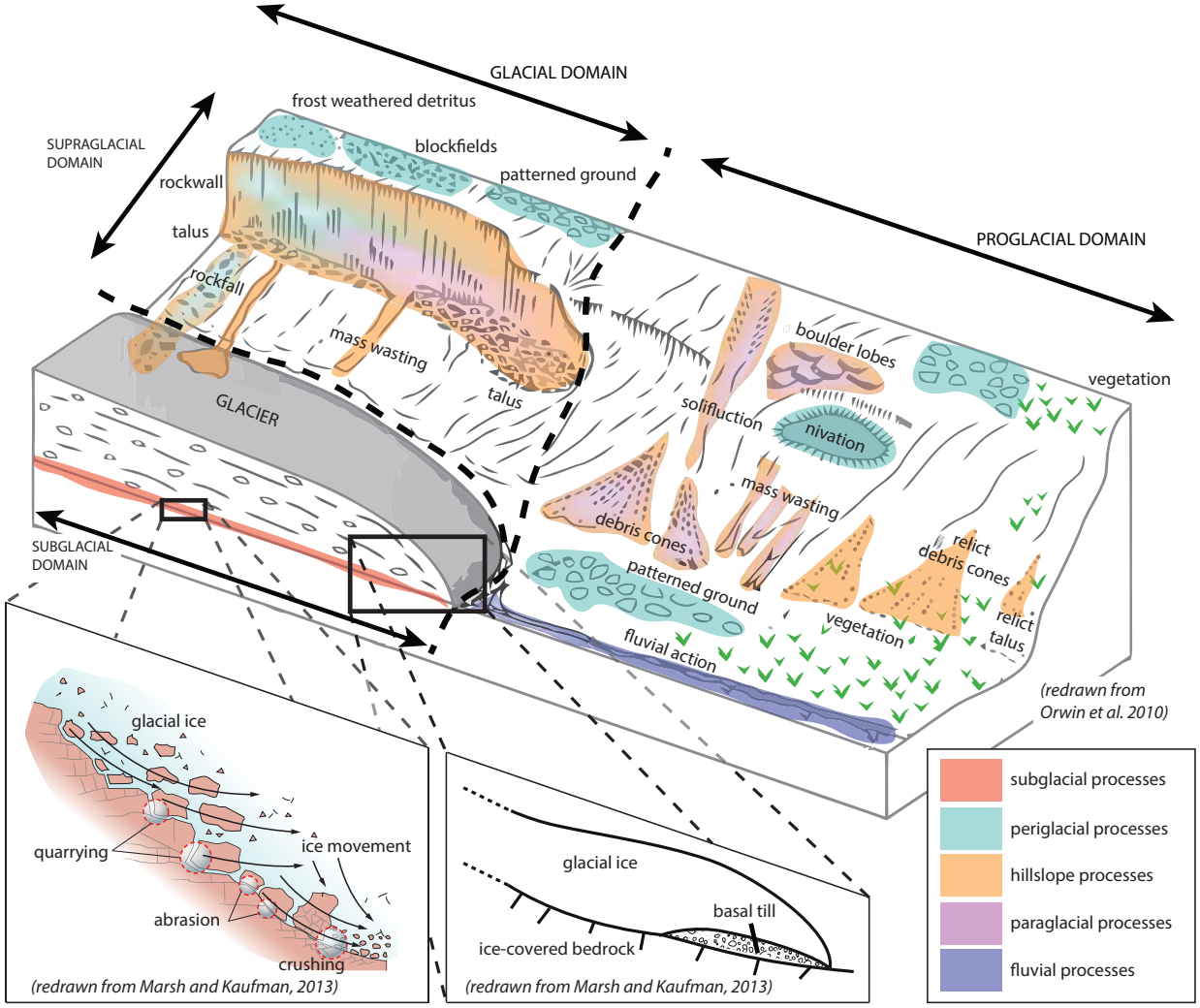


FIGURE 6 – *Processus d'érosion dans un bassin versant partiellement englacé. Cette figure est assemblée à partir des figures proposées par Orwin et al. (2010) et Marsh and Kaufman (2013).*

L'érosion dans un bassin versant englacé est une combinaison de processus périglaciaires, sous-glaciaires et proglaciaires (Fig. 6, Benn et al., 2009; Slaymaker, 2011). Les processus périglaciaires (e.g. gélifraction, gélifluction, chute de blocs induites par la fonte du permafrost) sont dominés par l'action du gel et peuvent se produire dans un bassin versant dénué de glacier (Fig. 6, couleur cyan). L'érosion sous-glaciaire a lieu à la base du glacier (Fig. 6, rouge). Elle est directement liée aux dynamiques glaciaires (e.g. délogements, abrasion à la base du glacier, érosion chimique). Les processus proglaciaires prennent place dans la zone située à l'aval du glacier. Ils sont principalement fluvio-glaciaires et fluviaux (Fig. 6, bleu) mais comprennent également des processus de pente (Fig. 6, orange). Certains de ces processus sont des processus paraglaciaires (Fig. 6, violet) liés à un paysage transitoire dû à la présence passée d'un glacier (Church and Ryder, 1972).

La présence d'eau à la base du glacier détermine l'érosion sous ce dernier par deux aspects principaux. D'une part, l'action érosive de la glace dépend de concentrations de contraintes autour d'aspérités du substratum mais également du gel et dégel de l'eau à la base du glacier (e.g. Budd et al., 1979; Drewry, 1986; Iverson, 1990). D'autre part, la présence d'eau sous le glacier impacte sa vitesse de glissement basal et l'intensité de l'érosion sous-glaciaire (e.g. Herman et al., 2011). Cette dernière est en effet corrélée à la vitesse d'écoulement de la glace (e.g. Boulton, 1974, 1979; Humphrey and Raymond, 1994) et la présence d'eau à la base du glacier favorise un glissement plus rapide (e.g. Flowers, 2002). Des observations sismiques relient ainsi fracturation hydraulique, apport d'eau à la base du glacier et accélération de l'écoulement de ce dernier (Helmstetter et al., 2015). En comparaison, l'absence d'eau de fonte limite fortement l'érosion sous-glaciaire. Ainsi, lorsque la glace basale se trouve loin de son point de fusion (i.e. glacier froid), l'érosion sous-glaciaire diminue considérablement. Ce déficit d'érosion sous les glaciers froids a été souligné par des études géomorphologique et paléo-glaciologique (e.g. Glasser and Bennett, 2004; Godon et al., 2013), des données thermo-chronologiques dans les Andes (e.g. Thomson et al., 2010) et par la comparaison de l'érosion des glaciers tempérés, sub-polaires et polaires (e.g. Koppes et al., 2015). Au total, l'érosion sous-glaciaire est principalement déterminée par la vitesse d'écoulement de la glace et la présence d'eau à la base du glacier.

L'apport d'eau sous le glacier n'est cependant pas continu et est partiellement contrôlé par le fonctionnement du système glacio-hydrologique. Dans le cas d'un glacier alpin, le débit d'eau est la somme d'une composante périodique et d'événements apériodiques extrêmes (Rothlisberger and Lang, 1987). Ainsi, l'analyse des débits issus du glacier des Bossons (Fig. 7, issue de l'Annexe C.6) illustre ces différentes composantes. La portion périodique du signal est liée aux variations saisonnières et journalières de l'intensité des radiations solaires, résultant respectivement de l'orbite elliptique de la Terre autour du Soleil et de sa rotation propre (Fig. 7). Les événements extrêmes correspondent aux précipitations (Fig. 7), aux forts taux de fontes ou aux vidanges de poches d'eau intra ou sous-glaciaires (e.g. Rothlisberger and Lang, 1987). Par ailleurs, la fonte de la neige et le développement d'un réseau de drainage sous-glaciaire efficace accentuent la corrélation entre variations des paramètres météorologiques et réponse du système glaciaire (e.g. Paterson, 1994). Ainsi, au cours d'une année, la quantité d'eau circulant sous un glacier et s'écoulant dans sa zone proglaciaire varie significativement.

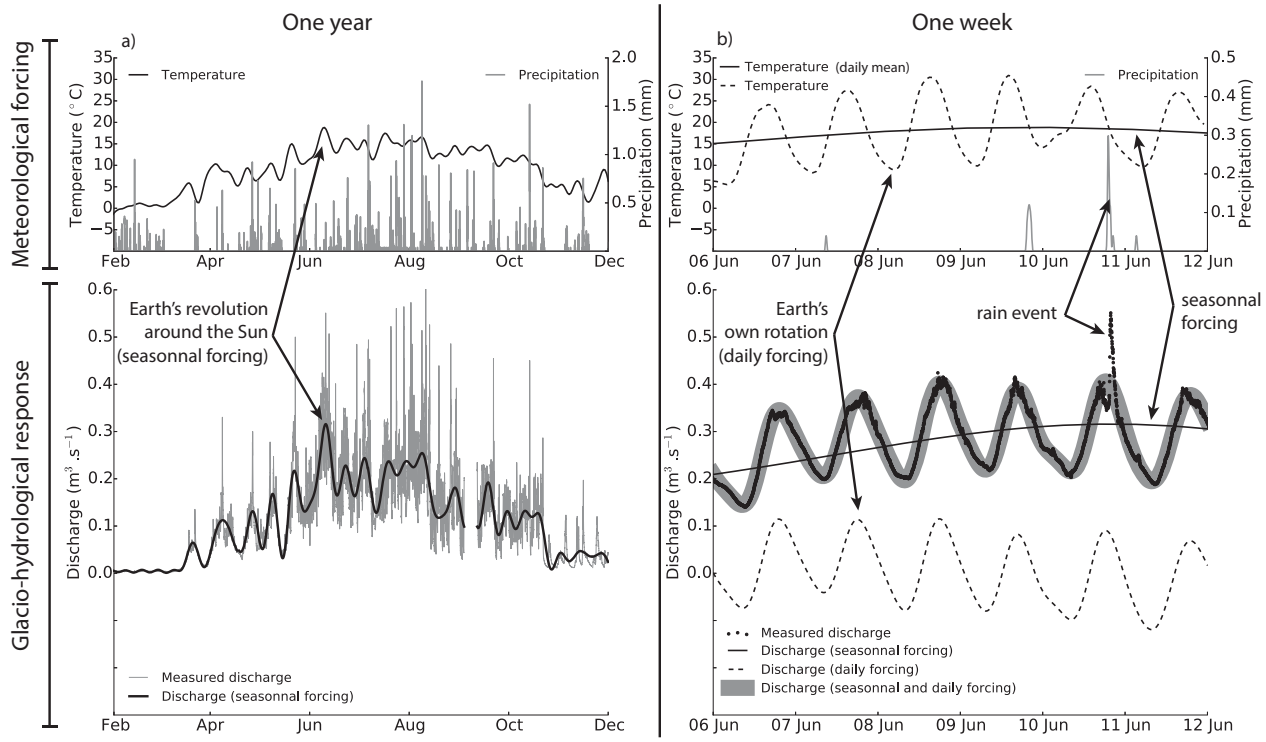


FIGURE 7 – *Réponse d'un système glacio-hydrologique aux fluctuations météorologiques. a) A l'échelle annuelle ; b) à l'échelle d'une semaine. Le signal de débit a été séparé entre la composante saisonnière (a) et la composante journalière (b). Ce traitement permet d'isoler les événements extrêmes liés aux précipitations. Le détail du traitement du signal est reporté dans l'annexe C.6.*

Le cycle annuel du système glacio-hydrologique (Fig. 7) détermine en partie l'érosion sous le glacier et impacte également les processus d'érosion fluviale dans la zone proglaciaire. Ces derniers dépendent de la disponibilité en sédiment mais également du débit (e.g. Walling and Webb, 1996). Dans les bassins versants fluviaux, les événements extrêmes représentent la plus grande partie de l'export sédimentaire. Par ailleurs, les sédiments du domaine proglaciaire subissent un lessivage (Maizels, 2002) auquel s'ajoutent des transferts en masse sur les versants (e.g. écroulement, glissement, Ballantyne, 2002). D'une manière similaire, à une échelle annuelle, les apports des parois supraglaciaires apparaissent discontinus (e.g. Ravanel et al., 2010). Toutefois, aux échelles de temps longues, les événements de faible amplitude sont suffisamment fréquents pour correspondre à un apport relativement constant à la surface du glacier (Fort et al., 2009). Ainsi, les processus d'érosion agissant dans un bassin versant englacé correspondent à la somme d'un signal de faible amplitude relativement continu temporellement et d'un signal de forte amplitude fortement discontinu.

La plupart des méthodes d'estimation de l'érosion glaciaire ne permettent pas de résoudre des fluctuations temporelles inférieure à l'année ou de quantifier séparément chacun des processus d'érosion (e.g. Delmas et al., 2009). Ainsi, l'utilisation des concentrations en nucléides cosmogéniques ou de la thermochronologie permettent de calculer l'érosion moyenne d'un bas-

sin versant (e.g. von Blanckenburg, 2005; Valla et al., 2012). La variabilité spatiale de l'érosion glaciaire a toutefois été observée à partir de méthodes thermochronologiques (Ehlers et al., 2015). Certaines études ont séparé les valeurs de l'érosion glaciaire et périglaciaire grâce à des mesures en fond de vallée et sur les crêtes (e.g. Owen and Sharma, 1998; Heimsath and McGlynn, 2008). Ces méthodes fournissent toutefois des estimations de l'érosion aux échelles de temps les plus longues et ne sont donc pas adaptées pour quantifier la réponse transitoire de l'érosion glaciaire.

Les méthodes d'imagerie laser, aérienne et satellitaire ont une grande emprise géographique et une échelle temporelle relativement importante. Cette échelle temporelle est fonction de la durée séparant deux mesures de l'état du système étudié (e.g. durée séparant deux clichés). La photogrammétrie aérienne et les mesures topométriques laser permettent l'identification des zones de stockages sédimentaires et la quantification de volumes et de flux sédimentaires (e.g. Schrott et al., 2006; O'Farrell et al., 2009; Otto et al., 2009). Kovanen and Slaymaker (2014) ont décrit la distribution et la propagation des sédiments à travers le paysage en combinant levés lidar, cartographie géomorphologique de terrain et système d'information géographique. Ces mêmes méthodes fournissent une estimation de la connectivité (e.g. Bracken et al., 2014) des différents compartiments d'un bassin versant (e.g. Messenzehl et al., 2014). Des corrélations à grande échelle avec la végétation sont rendues possibles par l'imagerie satellitaire (e.g. Klaar et al., 2014). Ces méthodes ne permettent cependant pas d'obtenir la haute résolution temporelle nécessaire face à la variabilité du signal sédimentaire.

Les levés géophysiques ou sédimentologiques de l'accumulation des sédiments dans les lacs proglaciaires fournissent une mesure plus continue de l'érosion du bassin versant englacé. En utilisant des mesures sismiques, Koppes and Hallet (2006) ont ainsi pu séparer les contributions récentes des sources proglaciaires et sous-glaciaires à la sédimentation lacustre. Ce type de données permet d'identifier les périodes d'avancées glaciaires (e.g. Nesje et al., 2001) et de faire des corrélations aux grandes échelles spatiale et temporelle (e.g. Koppes et al., 2015). Toutefois, Livingstone et al. (2015) montrent que la différenciation entre dépôts proglaciaires et sous-glaciaires reste complexe. D'autre part, les carottes sédimentaires enregistrent plutôt les événements de fortes amplitudes (e.g. pluies, courants turbiditiques) et l'accès à un signal sédimentaire continu reste difficile (Fortin et al., 2015). Ainsi, à une échelle inférieure à l'année, les fluctuations temporelles de l'érosion glaciaire ne peuvent être investiguées à partir de données topographiques, géophysiques ou sédimentologiques.

A l'échelle annuelle, l'érosion glaciaire peut être estimée par la mesure du débit sédimentaire issu d'un bassin versant. L'intégration de ce débit solide sur une période de temps donnée permet d'estimer la masse exportée par le bassin versant. Par la suite, cette masse est rapportée à la densité du matériel exporté et à la surface du bassin drainé afin d'obtenir une valeur d'érosion. Hallet et al. (1996) et Delmas et al. (2009) ont compilé les valeurs d'érosion glaciaire disponibles dans la littérature et évaluées par cette méthodologie. Ces estimations du taux d'érosion fluctuent typiquement entre 0.1 et 100 $mm.an^{-1}$. La mesure du flux de sédiments est généralement limitée aux sédiments en suspension et effectuée dans la zone proglaciaire. La plupart des valeurs d'érosion glaciaire correspondent à l'érosion moyenne du bassin versant et cumulent les effets de processus d'érosion variés évoqués précédemment (Fig. 6). Ainsi, la Figure 8 réunit les résultats d'études portant sur l'estimation de l'érosion dans les bassins

versants englacés alpins. Bien que ces estimations correspondent à un enregistrement continu du signal sédimentaire, elles ne fournissent pas de séparation entre les contributions sous-glaciaire, supra-glaciaire et proglaciaire (Fig. 8).

Dans cette thèse, les contributions de différents domaines géomorphologiques sont déterminées à partir de la mesure régulière, et avec une résolution temporelle aussi grande que possible, du flux sédimentaire dans un bassin versant partiellement englacé. Cette méthodologie est utilisée pour séparer les apports des parois supraglaciaires dominant le glacier, du substratum couvert de glace et des moraines sous-glacaires, des versants situés à l'aval du glacier et de la plaine alluviale proglaciaire (Fig. 9). Les données hydro-sédimentaires ont précédemment été utilisées pour séparer les apports des sources glaciaires et proglaciaires dans l'export total d'un bassin versant (e.g. Warburton, 1990; Stott and Mount, 2007; Leggat et al., 2015). De telles mesures permettent également d'évaluer la réponse sédimentaire en estimant les temps de transfert et de stockage des sédiments (e.g. Phillips, 1991). L'enregistrement continu du flux de sédiment dans un torrent proglaciaire permet de plus d'examiner les processus d'érosion à différentes échelles temporelles. Les mesures pluri-annuelles permettent d'étudier les fluctuations de l'érosion en réponse à un déséquilibre (e.g. Hodgkins et al., 2003). A l'échelle d'une saison de fonte, l'évolution du flux sédimentaire fournit des informations sur la disponibilité sédimentaire (e.g. Gurnell et al., 1994; Hodson et al., 1998; Gao et al., 2013) et sur les relations entre export sédimentaire et dynamique glaciaire (e.g. Riihimaki, 2005; Herman et al., 2015). Enfin, les mesures à haute résolution temporelle apportent une compréhension des processus d'érosion à l'échelle de l'événement (e.g. Orwin and Smart, 2004; Navratil et al., 2010).

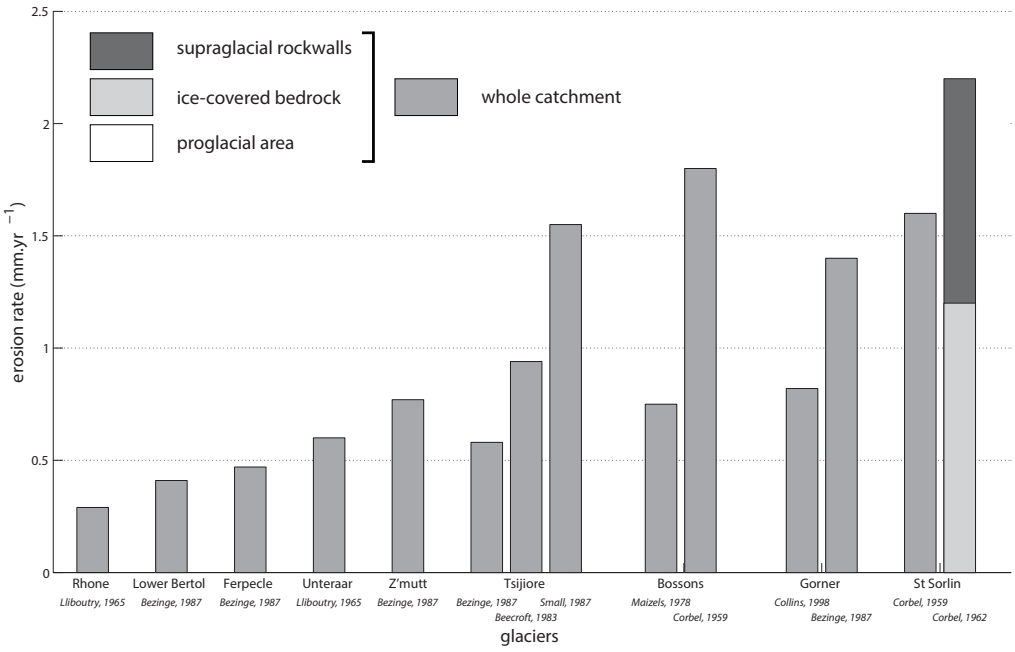


FIGURE *8 – Taux d'érosion de bassins versants englacés alpins. Le glacier des Bossons sur lequel porte cette thèse apparaît ici avoir une valeur moyenne par rapport aux autres glaciers alpins.*

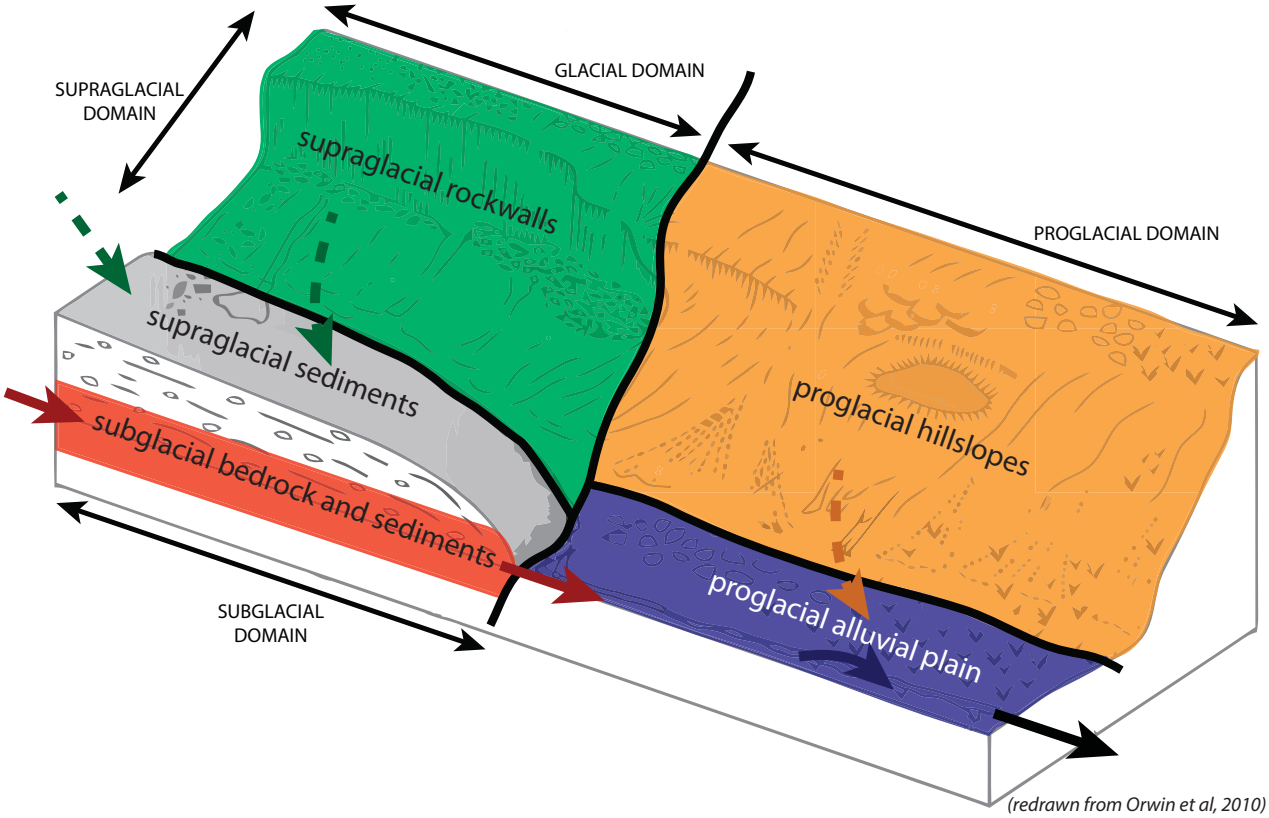


FIGURE 9 – *Délimitation des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaires utilisés dans cette thèse pour l'analyse des flux sédimentaires.*

Structuration générale du travail

Quantifier les composantes de l'export sédimentaire d'un bassin versant englacé apporte des clefs pour limiter les impacts du changement climatique (e.g. Knight and Harrison, 2014) et comprendre les interactions entre climat et érosion (e.g. Champagnac et al., 2012). Cependant, trop peu de mesures hydro-sédimentaires à long terme (i.e. plusieurs années) et à haute résolution existent dans les bassins versants englacés (Orwin et al., 2010). De plus, la majorité des valeurs d'érosion glaciaire proposées dans la littérature correspondent à une moyenne sur un bassin versant (e.g. Hallet et al., 1996). Elles prennent ainsi en compte de nombreux processus d'érosion, agissant sur différents domaines géomorphologiques (Fig. 6). Les deux questions scientifiques suivantes restent donc largement ouvertes :

- Quelles sont les parts respectives des apports supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire dans l'export total d'un bassin versant englacé ?
- Aux échelles de temps courtes, quel(s) processus contrôle(nt) cet export ?

Pour répondre à ces deux grandes questions, nous avons combiné des méthodes variées pour répondre à des questions intermédiaires. Ces dernières font l'objet des différents chapitres de ce travail (Fig. 10). Dans le chapitre 1, la variation de concentration en nucléides cosmogéniques entre surface et base du glacier est utilisée pour caractériser les transferts entre les domaines supra et sous-glaciaires. Le chapitre 2 présente une analyse détaillée des flux sédimentaires au cours de la saison de fonte de 2013. Les conclusions de ce chapitre permettent de séparer les flux sédimentaires entre domaines proglaciaire et glaciaire. Dans le chapitre 3, une méthode probabiliste est développée pour appliquer les conclusions du chapitre précédent lorsque certaines des données ne sont pas disponibles. A partir de positions de traceurs identifiés par radio-fréquence, le chapitre 4 fournit une estimation du temps de transfert de la charge de fond par une analyse de son transport stochastique. Le chapitre 5 décrit l'application des conclusions et méthodologies précédemment mises en oeuvre sur l'ensemble du lot de données disponibles. Dans ce dernier chapitre, la variabilité inter-annuelle de l'export permet d'identifier les processus contrôlant l'export sous-glaciaire.

Cette thèse propose une approche originale pour répondre à ces interrogations dans le cas du bassin versant du glacier des Bossons (massif du Mont-Blanc, France). Plusieurs points expliquent ce choix géographique. Le sommet du Mont-Blanc constitue le point culminant (4810 m asl) du bassin versant du glacier des Bossons et la langue terminale de ce dernier est relativement basse ($\sim$ 1500 m asl). Cette différence d'altitude importante permet de rencontrer des conditions thermiques variées à la base du glacier et d'accéder facilement aux instruments de mesure. D'autre part, le glacier des Bossons réagit rapidement au changement climatique (e.g. Nussbaumer and Zumbühl, 2012; Schindelwig et al., 2011) et a reculé en moyenne de 40 m.an^{-1} de 2005 à 2015. Enfin, la très faible anthropisation du bassin versant limite les impacts exogènes sur le signal sédimentaire (e.g. Hinderer et al., 2013). La description du bassin versant du glacier des Bossons est effectuée en plusieurs endroits de cette thèse. Le domaine glaciaire est présenté au début des Chapitre 1 et 5. Le domaine proglaciaire est présenté dans les Chapitre 2 et 4, respectivement pour les particules fines et grossières. La Figure 12 indique les principales figures apportant des éléments descriptifs du bassin versant du glacier des Bossons.

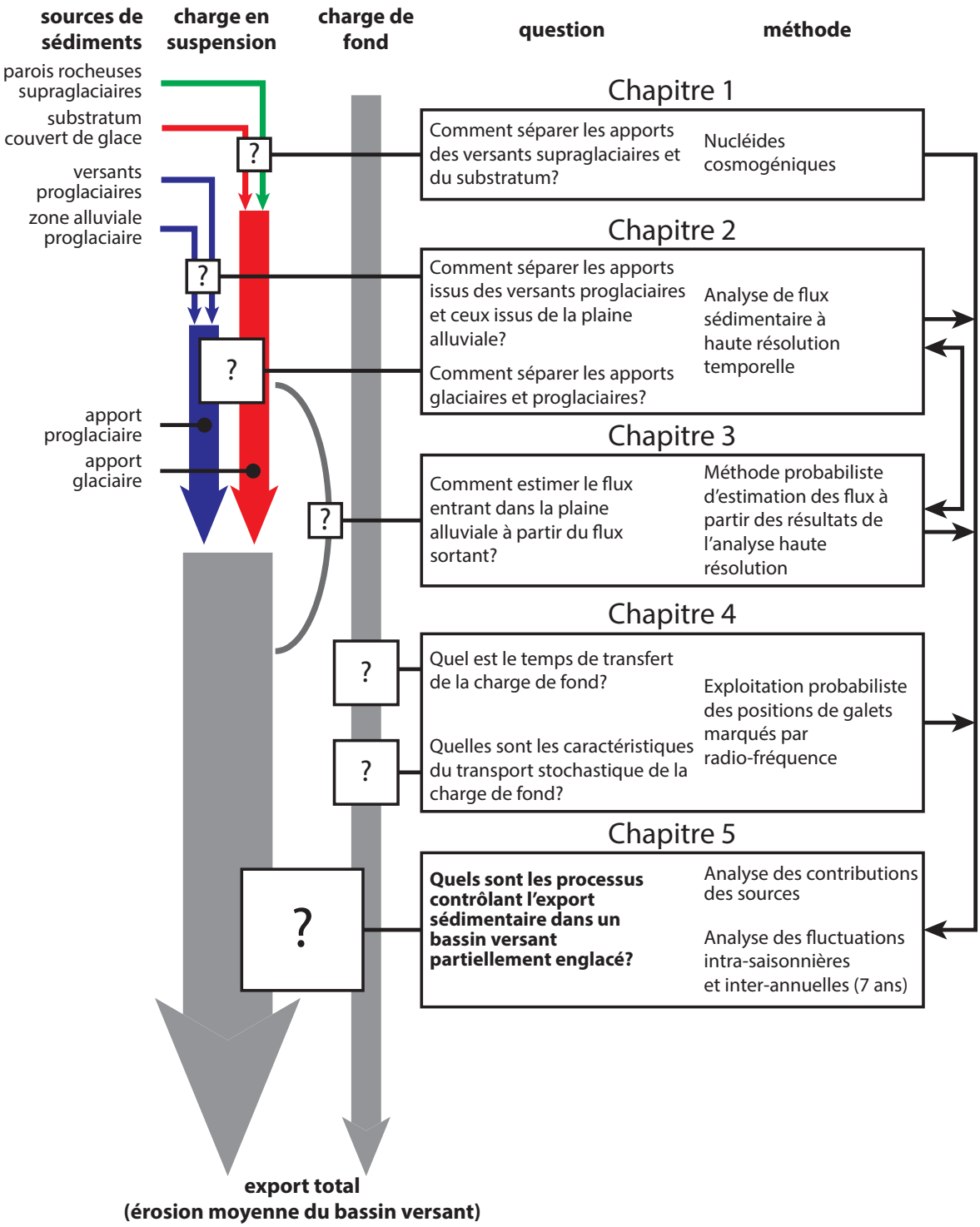


FIGURE *10 – Questions scientifiques et plan synthétique.*

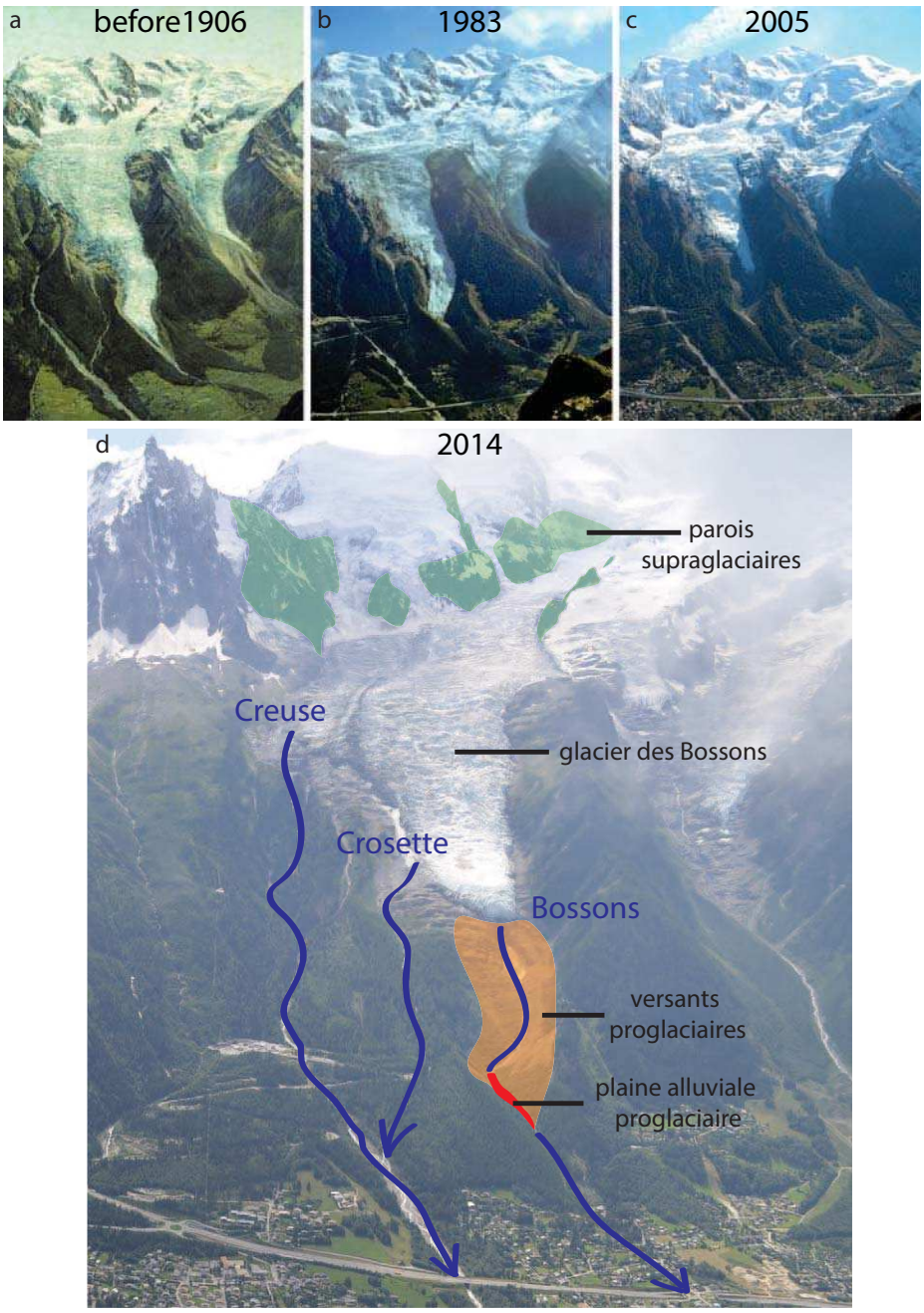


FIGURE *11 – Évolution du glacier des Bossons au cours de 1900 à 2014. a) avant 1906 ; b) 1983 ; c) 2005 et d) 2014, les torrents de Creuse, Crosette et Bossons, tous émissaires du glacier des Bossons sont reportés et les sources sédimentaires définies sur la Figure 9 sont délimitées. a-c) reproduits à partir de Nussbaumer and Zumbühl (2012) ; d) Crédit Saaja Chana [https ://www.flickr.com/photos/126805031@N04/14962633722/].*

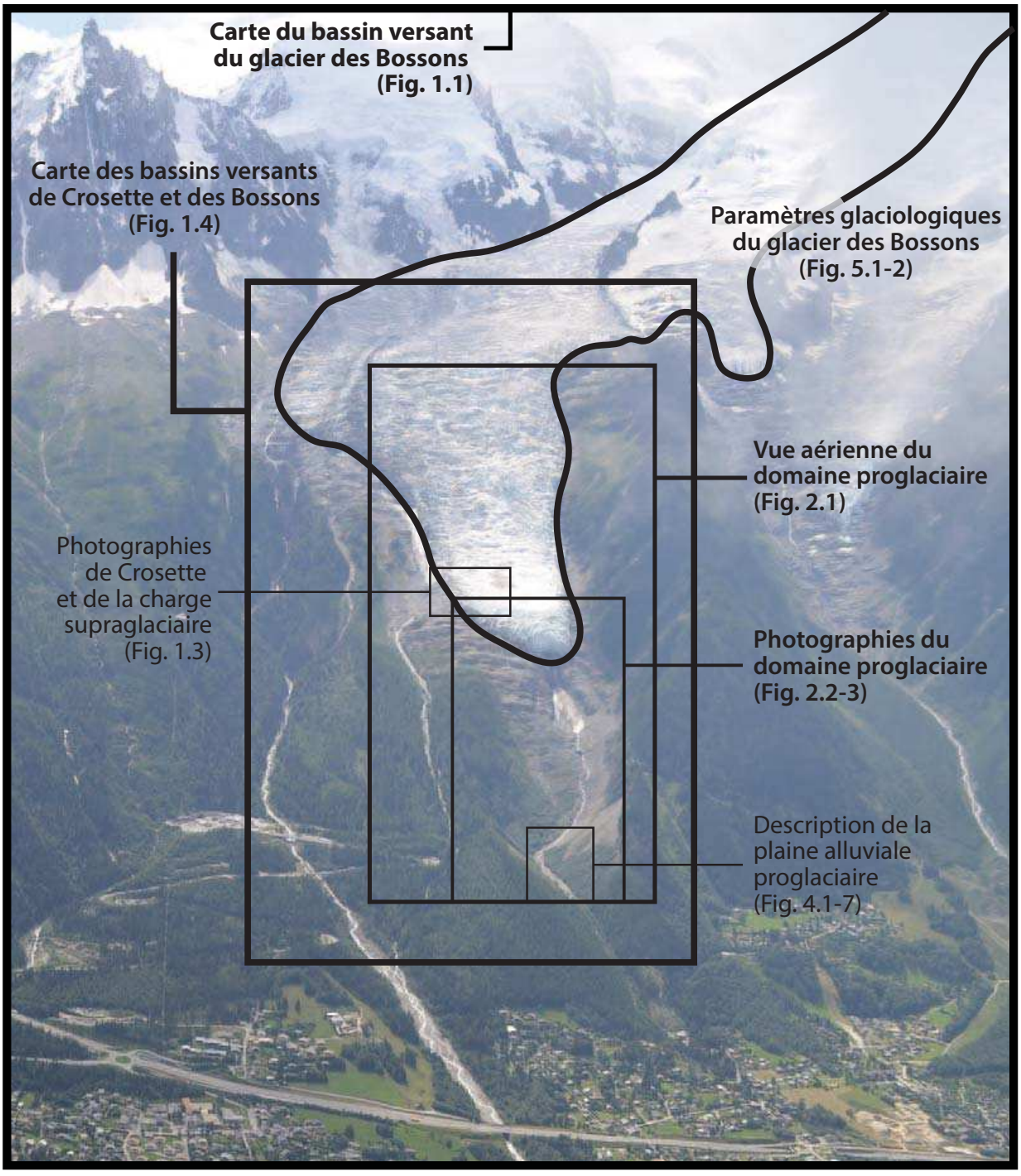


FIGURE *12 – Descriptions du bassin versant du glacier présentes dans ce manuscrit. Crédit photo : rédit Saaja Chana [https ://www.flickr.com/photos/126805031@N04/14962633722/].*

Par rapport aux études existantes dans ce bassin versant, cette thèse apporte des éléments de compréhension nouveaux. Ainsi, bien que Maizels (1973, 1978) ait étudié la dynamique sédimentaire dans la zone proglaciaire, ses analyses ne bénéficiaient toutefois pas de mesures à haute-résolution et ont été menées lors d'une phase d'avancée glaciaire. Les travaux plus récents de Godon (2013) ont apporté des observations sédimentologiques cruciales dans la zone proglaciaire (e.g. granulométries), mais se sont cependant principalement concentrés sur le domaine glaciaire (Godon et al., 2013). Le présent travail fournit une description détaillée de la dynamique sédimentaire actuelle à l'échelle du bassin versant et une estimation des apports sédimentaires des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire. Il se différencie de plus de nombreuses références bibliographiques citées précédemment par l'utilisation d'une base de données pluri-annuelle longue de 7 années dont 5 années de mesures à haute-résolution temporelle (pas de temps d'acquisition < 15 min).

La recherche présentée ici s'appuie sur une exploitation numérique dont le point de départ est toujours la donnée brute mesurée par nos instruments. Une telle approche est nécessaire face aux volumes des lots de données acquis : $\sim$4.7 millions de points de données hydro-sédimentaires et $\sim$18,000 vecteurs déplacement de traceurs. L'approche numérique a permis de mettre en oeuvre systématiquement des approches statistiques et probabilistes : modèles multi-linéaires (Chapitre 2), recherche de distributions de probabilités (Chapitres 3 et 4) et méthode de Monte-Carlo (Chapitre 3). Elle a également permis de modéliser la production de nucléides cosmogéniques sous le glacier (Annexe A), de propager les incertitudes des mesures initiales aux résultats finaux (Annexe C.2) et de tenter de répondre à certaines questions par la modélisation hydraulique (Annexe C.5) ou le traitement du signal (Annexe C.6).

Enfin, cette thèse s'inscrit dans deux projets validés par l'Agence Nationale pour la Recherche. Le premier, *Erosion and Relief Development in the Western Alps* (ERD-Alps, 2008-2012), avait comme axe principal l'étude des interactions entre tectonique, climat et processus de surface. Le second, *VItesses des Processus contrôlant les évolutions morphologiques et environnementales du massif du Mont Blanc* (VIP-Mont-Blanc, 2014-2019), s'attache à l'étude des impacts du changement climatique sur les processus morphologiques et environnementaux dans le massif du Mont-Blanc. Les instrumentations financées par ces projets ainsi que les approches méthodologiques développées dans cette thèse pourraient permettre de mettre en place un observatoire pérenne de l'érosion glaciaire actuelle dans les Alpes.

Chapitre 1

Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using ^{10}Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France)

1.1 Introduction . . . 23
1.2 Setting and methods . . . 24
1.2.1 Setting . . . 24
1.2.2 Sampling strategy . . . 27
1.2.3 ^{10}Be concentration measurements . . . 29
1.3 Results and discussion . . . 32
1.3.1 Results . . . 32
1.3.2 Exposure of the glacier substratum during periods of glacial retreat . . . 33
1.3.3 Origin of subglacial stream sediments . . . 34
1.3.4 Erosion in the Bossons glacier catchment . . . 37
1.4 Conclusions . . . 39

DISCRIMINATION OF SUBGLACIAL AND PERIGLACIAL EROSION USING ^{10}BE CONCENTRATION MEASUREMENTS

This chapter has been published as a research article in Earth Surface Processes and Landforms (volume 40, issue 9, pp. 1202-1215, July 2015, doi :10.1002/esp.3713). This publication is referenced as Guillon et al. (2015a) and the following authors have contributed to it :

Hervé Guillon[1,2], Jean-Louis Mugnier[1,2], Jean-François Buoncristiani[3,4], Julien Carcaillet[2,5], Cécile Godon[1,2], Charlotte Prud'homme[1,2] Peter van der Beek[2,5], Riccardo Vassallo[1,2]

[1] Université de Savoie, ISTerre, F-73376 Le Bourget du Lac, France
[2] CNRS, ISTerre, F-73376 Le Bourget du Lac, France
[3] Université de Bourgogne, Biogéosciences, F-21000 Dijon, France
[4] CNRS, Biogéosciences, F-21000 Dijon, France
[5] Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

Abstract

Deciphering the complex interplays between climate, uplift and erosion is not straightforward and estimating present-day erosion rates can provide useful insights. Glacier are thought to be powerful erosional agents, but most published "glacial" erosion rates combine periglacial, subglacial and proglacial erosion processes. Within a glaciated catchment, sediments found in subglacial streams originate either from glacial erosion of substratum or from the rockwalls above the glacier that contribute to the supraglacial load. Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN) are produced by interactions between cosmic ray particles and element targets at the surface of the Earth, but their concentration becomes negligible under 15 m of ice. Measuring TCN concentrations in quartz sand sampled in subglacial streams and in supraglacial channels is statistically compliant with stochastic processes (e.g. rockfalls) and may be used to discriminate subglacial and periglacial erosion. Results for two subglacial streams of the Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France) show that the proportion of sediments originating from glacially eroded bedrock is not constant: it varies from 50% to 90% (n=6). The difference between the two streams is probably linked to the presence or absence of supraglacial channels and sinkholes, which are common features of alpine glaciers. Therefore, most of the published mean catchment glacial erosion rates should not be directly interpreted as subglacial erosion rates. In the case of catchments with efficient periglacial erosion and particularly rockfalls, the proportion of sediments in subglacial stream originating from the supraglacial load could be considerable and the subglacial erosion rate be overestimated. Here, we estimate warm-based subglacial and periglacial erosion rates to be of the same order of magnitude: 0.39 ± 0.33 and 0.29 ± 0.17 mm.yr^{-1}, respectively.

Key words: cosmogenic nuclides, erosion rate, glacial erosion.

1.1 Introduction

Deciphering the complex interplays between uplift, erosion and relief (e.g. Molnar and England, 1990) requires quantifying accurately each process involved. Glacial erosion plays a major role in the formation of surface relief (Montgomery, 2002; Champagnac et al., 2012) and has been argued to be an extremely efficient erosional process that can lead to erosion rates greater than 10 $mm.yr^{-1}$ (Hallet et al., 1996; Koppes and Montgomery, 2009). Numerical models (e.g. Pedersen and Egholm, 2013; Sternai et al., 2013) recently highlighted the important role of glacial erosion in shaping the topography of mid-latitude mountain ranges, but the erosion laws applied call for more in situ erosion rate data to better calibrate their parameters.

A common methodology to estimate present-day erosion rate $\left(LT^{-1}\right)$ within a glaciated catchment is based on measuring sediment flux $\left(MT^{-1}\right)$ in a subglacial stream and relating it to the catchment area $\left(L^2\right)$ and to the density of the eroded rocks $\left(ML^{-3}\right)$. Numerous authors have used this methodology; results have been compiled by Hallet et al. (1996), Delmas et al. (2009) and Hinderer et al. (2013). For the Alps, the latter authors reported erosion rates of glaciated catchments to range from 0.007 to 2.87 $mm.yr^{-1}$ with a mean value of 0.24 $mm.yr^{-1}$ (n=116). These values, like most published "glacial" erosion rates, are catchment-averaged erosion rates that pertain to subglacial, periglacial and proglacial erosion processes.

Erosion within a glaciated catchment is a combination of periglacial, glacial and proglacial erosion processes (e.g. Benn and Evans, 2010; Slaymaker, 2011). Periglacial erosion processes (e.g. frost cracking; gelifluction; rockfalls induced by permafrost thaw) are dominated by frost action and can occur in a non-glaciated catchment. Subglacial processes (e.g. plucking; basal sliding abrasion; chemical weathering) take place at the base of a glacier and are directly related to glacial dynamics. Proglacial processes occur within the proglacial area of a glacier and are mainly glaciofluvial, fluvial and hillslope processes. Some of these can be seen as paraglacial processes linked to an unsteady landscape resulting from the former presence of a glacier (Church and Ryder, 1972). Therefore, estimating subglacial erosion at catchment scale requires separating this process from many other processes that operate throughout the catchment.

In Alpine glacial environments, the sediment load of subglacial streams can be derived from two sources: the substratum beneath the glacier and the rockwalls surmounting the glacial surface. Quantifying and discriminating subglacial erosion and periglacial erosion requires a method to determine the origin of the sediments. Here, we test the applicability of Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN) to achieve such quantification.

TCN are continuously produced in the uppermost layer of the Earth's surface by interactions between cosmic rays and target elements of the lithosphere (mainly silicium and oxygen; e.g. Lal, 1991). Among the vast diversity of TCN applications, TCN concentrations allow estimation of exposure age of preserved surfaces (e.g. Brown et al., 1991) and catchment denudation rates (e.g. Brown et al., 1995; Dunai and Stuart, 2009). Measuring TCN concentrations also provides avenues to estimate the mean erosion rate of the mountain slopes that supply supraglacial sediments (e.g. Heimsath and McGlynn, 2008; Ward and Anderson, 2011), to evaluate the erosion/exposure history of eroded surfaces in the vicinity of a glacier (e.g.

Goehring et al., 2012; Berg et al., 2012) or to characterize sediment transfer processes (e.g. Delunel et al., 2014). TCN production rate exponentially decreases with depth and is negligible beneath ∼5 m of rocks or ∼15 m of ice (Appendix A, Fig. A.1), which suggests TCN concentration measurements have the potential to differentiate sediments originating from the ice-covered substratum (with low or negligible TCN concentrations) and sediments provided by ice free slopes (with TCN concentrations depending on periglacial slope erosion rates).

The aim of this paper is to test the use of TCN concentrations of glacial sediments in order to discriminate their sources and associated erosion processes (subglacial versus periglacial erosion). A recent study (Godon et al., 2013) used sediment grain-size distribution and U-Pb ages of detrital zircons to establish sediment sources and calculate relative erosion rates of the different reservoirs within the Bossons glacier catchment (Mont-Blanc Massif, Western Alps). Working in the same area, we sampled sediments from several outlets of subglacial meltwater streams as well as the supraglacial sediment load, in which we analysed in situ-produced cosmogenic ^{10}Be concentrations. The results are interpreted and compared in terms of sediment sources, erosion processes and erosion rates.

1.2 Setting and methods

1.2.1 Setting

The Bossons glacier flows down the north face of Mont-Blanc in the French Western Alps (Fig. 1.1). Its source covers Mont-Blanc, the highest summit of western Europe at 4810 m asl, and the glacier extends down to an altitude of 1450 m asl. The Tacul glacier is the main glacial tributary of the Bossons glacier.

Both are polythermal glaciers and the temperature distribution of their basal ice is probably very complex. Vincent et al. (2007) reported −11°C at the bottom of a 140 m-deep borehole reaching bedrock in the upper part of Bossons glacier (4250 m asl, Col du Dôme) and in 1998, firn was cold down to 3920 m asl on Bossons glacier (Suter, 2001). The thermal structure of the Bossons glacier is thought to be similar to that reported for other European Alpine glaciers (Haeberli, 1976; Suter and Hoelzle, 2002) : a high and cold accumulation area and a lower and temperate ablation area (type D according to the classification of Blatter and Hutter (1991)). Observations at the base of seracs on the nearby Taconnaz glacier (Fig. 1.1) suggest that the transition between cold and temperate basal ice occurs at a maximum altitude of 3300 m asl (Le Meur and Vincent, 2006).

The equilibrium line altitude (ELA) was estimated at ∼ 2750 m asl on the Bossons glacier (Fig. 1.1, Godon et al., 2013) and separates accumulation and ablation areas. Within the former, supraglacial clasts are buried under snow, firn and ice (relative downward movement to the glacial surface), whereas in the latter, clasts are exhumed by ice and snow loss (relative upward movement). Melting and hydrofracturing can create englacial drainage that may reach the substratum and connect supraglacial and subglacial drainage systems (van der Veen, 2007; Benn et al., 2009). The Bossons glacier is steep (mean slope gradient : 0.49) but has two flat sections : Plan Glacier at ∼ 2300 m asl and Plateau des Pyramides at ∼ 1800 m asl. On the

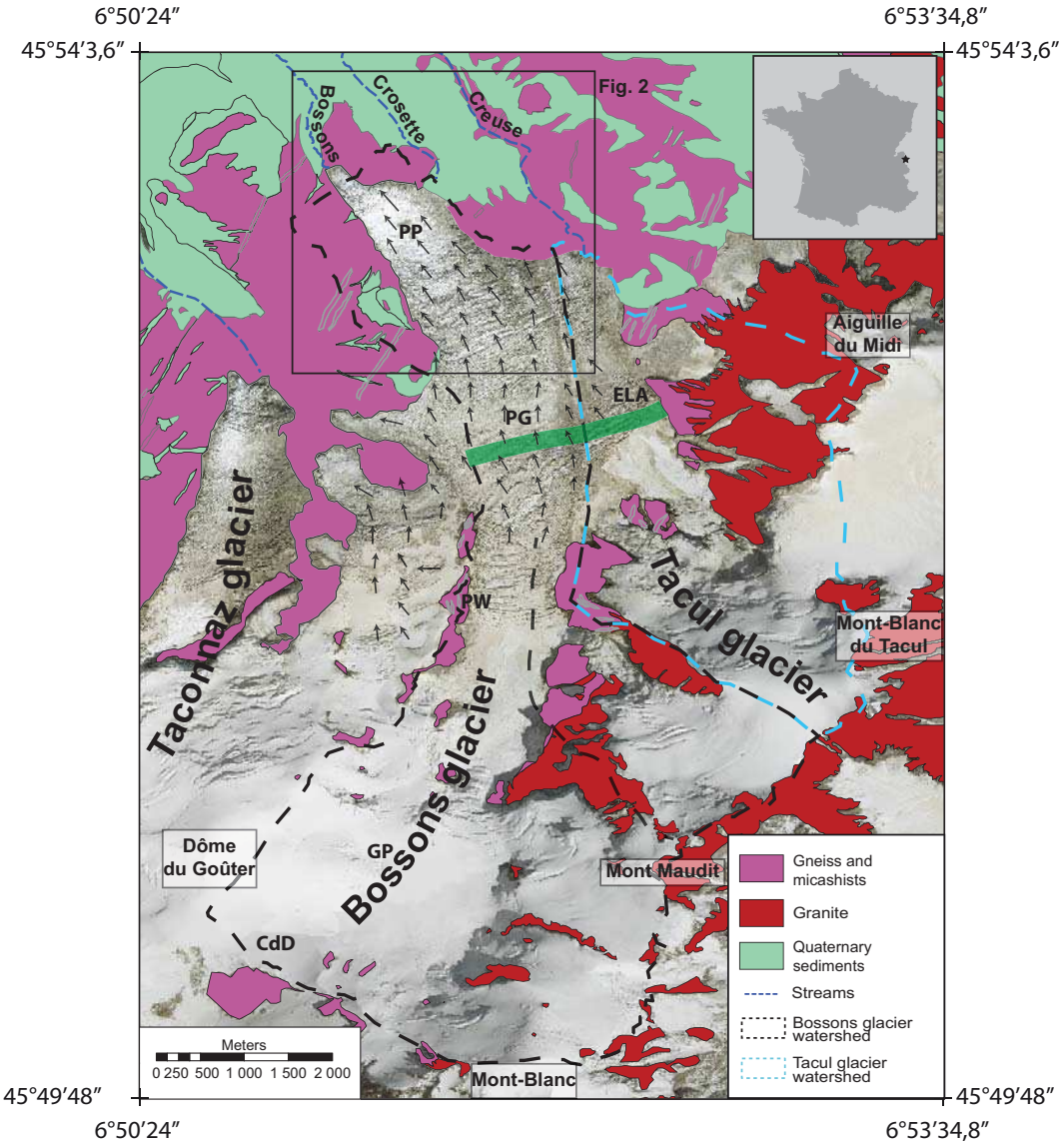


Figure 1.1 – Map showing the glacier system and simplified bedrock geology around Mont-Blanc. Inset shows location in France. The proglacial Creuse, Crosette and Bossons streams are also indicated. ELA: Equilibrium Line Altitude (after Godon et al. (2013)). Subglacial catchment limits (dashed lines) have been mapped (Godon, 2013) using a hydrological model (GSM-Socont, Schaefli et al. (2005)) and geomorphological evidence. Black arrows represent ice-flow direction estimated from TerraSAR-X data (Fallourd et al., 2011). Location of Plateau des Pyramides (PP), Plan Glacier (PG), Col du Dôme (CdD), Grand Plateau (GP) and Pic Wilson (PW) are specified. Box indicates location of Figure 1.4.

latter, once snow cover has disappeared by ablation leaving impermeable ice, rainfall run-off and meltwater form sheet flow or follow supraglacial channels.

The subglacial hydrological network beneath the Bossons glacier has three outlets, which are located at altitudes of 2300 m asl (Creuse stream), 1760 m asl (Crosette stream) and 1450 m asl

(Bossons stream), respectively (Fig. 1.1). Godon et al. (2013) mapped subglacial catchments for each of the subglacial streams using geomorphological evidence and a hydrological model (Schaefli et al., 2005). The Creuse stream mainly drains the Tacul glacier (Fig. 1.1), the Crosette stream drains the upper part of the Bossons glacier (1.43 km^2 beneath temperate ice and 5.64 km^2 beneath cold ice) and the lowest outlet, the Bossons stream, collects meltwater from a relatively small catchment (0.38 ± 0.12 km^2) with temperate basal ice and below the ELA.

Huss and Farinotti (2012) inferred ice thickness of the Bossons glacier from glacial surface topography and ice dynamics. The glacier is thought to be between 30 and 180 m thick, with a mean ice thickness of ∼60 m (Huss and Farinotti, 2012; Huss, personnal communication, Fig. A.2;A.3). Those finding are consistent with the 140 m-deep Col du Dôme borehole (Vincent et al., 2007) and field observations. Thickest sections of the Bossons glacier are located in over-deepened areas while the glacier thins toward its side or near rock islets.

The bedrock of Bossons glacier catchment is dominated by two different units: a Variscan polymetamorphic basement and the younger Mont-Blanc calc-alkaline granite, which intruded the former. Both lithologies are easily told apart and the boundaries of the granitic pluton can be interpolated beneath the glacier between outcrops that are separated by less than 500 m (Fig. 1.1). These rock islets are mainly granitic (0.335 km^2 of granites and 0.126 km^2 of polymetamorphic rocks) but, beneath the ELA, the slopes surmounting the glacier are formed exclusively by polymetamorphic rocks. Large moraines linked to the Little Ice Age (LIA) extent of the Bossons glacier (Nussbaumer and Zumbühl, 2012) are present in the proglacial area at least at 500 m from the glacial tongue and cannot supply sediment to the glacier. Extensive field work by Godon et al. (2013) showed no evidence of upward englacial transport (e.g. no englacial thrusting). Most of the supraglacial load is therefore provided by rockfalls occurring on the steep slopes surmounting the glacier.

The origin of coarse clasts is easily established by petrographic inspection. For smaller grain sizes, the age difference between the ∼303 Ma (Bussy et al., 1989) Mont-Blanc granite and the older (∼450 Ma and 320-327 Ma; Paquette et al., 1989; Bussy et al., 2000) polymetamorphic basement can be employed. Godon et al. (2013) applied detrital-zircon U-Pb geochronology to decipher the origin of sediments in two subglacial streams of the Bossons glacier (Bossons and Crosette).

Rockfalls stochastically renew the exposed rockwall surfaces leading to variable ages for the rockwalls (Parker and Perg, 2005). As a result, exposure ages between 1.47±0.14 and 38.6±1.20 ka have been found for the ∼3800 m asl Aiguille du Midi crests ∼6 km NE of the Bossons glacier (Bohlert et al., 2008, Fig. 1.1, Table 1.1). Younger exposure ages (less than 1.51±0.26 ka; Prud'homme, 2013, Table 1.1) were reported for a several meter-sized granite block located on the Bossons glacier. Such a difference in exposure ages can be linked to the nature of the sampled surface (i.e. a less exposed area or a more intensely rejuvenated one) or to glacial transport during which mechanical erosion prevents the most exposed face to be preserved.

Within the glacier, clast transport takes place at the rate of the glacier motion; space radar (TerraSAR-X) observations indicate velocities locally as high as 1.4 m.d^{-1} (Fallourd et al.,

2011). On a longer timescale, debris from aircraft that crashed near the summit of Mont-Blanc in 1950 and 1966 and corpses of unfortunate alpinists were transported to the front of the 12-km long Bossons glacier in less than fifty years (Vivian, 1969; Rey, 2004).

1.2.2 Sampling strategy

Supraglacial TCN concentration variability seems non-negligible from the few non morainic supraglacial data published. Seong et al. (2009) reported supraglacial ^{10}Be concentrations ranging from 4.22 ± 0.36 to $15.5 \pm 0.75\,10^4$ at.g^{-1} for samples from the $\sim$ 58 km long Baltoro Glacier (K2 area, Karakoram, Pakistan). For the much smaller ($\sim$ 3 km long) Milarepa Glacier (Annapurna, Nepal), Heimsath and McGlynn (2008) reported concentrations ranging from 0.24 ± 0.15 to $5.72 \pm 0.9\,10^4$ at.g^{-1}. In each study, mean sample concentration is approximately twice the sample standard deviation : $6.77 \pm 3.32\,10^4$ at.g^{-1} and $2.24 \pm 1.70\,10^4$ at.g^{-1}, respectively ($\bar{X} \pm s$). Such deviations require the use of several samples when studying periglacial or subglacial processes throught TCN measurements to take into account their stochasticity and spatial variability. For example, Ward and Anderson (2011) took samples at a regular pace along the medial moraine of a glacier and mixed them, giving venues to take into account stochastic erosion processes that are providing material to moraines.

Conversely, studies focusing on fluvial processes follow the "let the nature do the averaging" principle and typically use only one sand sample per catchment to infer erosion rates (e.g. Brown et al., 1995; von Blanckenburg, 2005; Delunel et al., 2010; Derrieux et al., 2014; Scherler et al., 2014). Concerns about grain size-dependent (e.g. Brown et al., 1995; Carretier et al., 2013; Aguilar et al., 2014; see Codilean et al., 2014 for data review) or process-dependent (e.g. Delunel et al., 2014) TCN concentrations are not relevant when the goal is to decipher sediment sources from samples of identical grain size. Poor sediment mixing (e.g. Savi et al., 2014a) can significantly impact TCN concentrations and their implications. However, mixing processes may be analogous both in fluvial drainage systems and in supraglacial channels fed by rainfall run-off and meltwater and sampling as far downstream as possible favors efficient mixing (Savi et al., 2014a).

During englacial transfer, the viscous flow of the glacier impedes clast crushing and lateral sediment mixing. Nonetheless, below the ELA, ablation concentrates clasts at the surface, leading to vertical mixing of different sources in the supraglacial load (Fig. 1.2). On Bossons glacier, frost cracking of the coarser supraglacial clasts produces additional fine particles, which are transported and mixed by supraglacial sheet flow or within incised channels. Such fluvial processes dominating supraglacial debris distribution may not be valid in a wide range of existing supraglacial environments in which more diffusive mechanism (e.g table-topple mechanism, Anderson, 2000) may dominate. Nonetheless, in the case of Bossons glacier, sampling fine particles in a supraglacial channel draining an area as large as possible and as far down on the glacier as possible to maximize mixing, appears statistically acceptable.

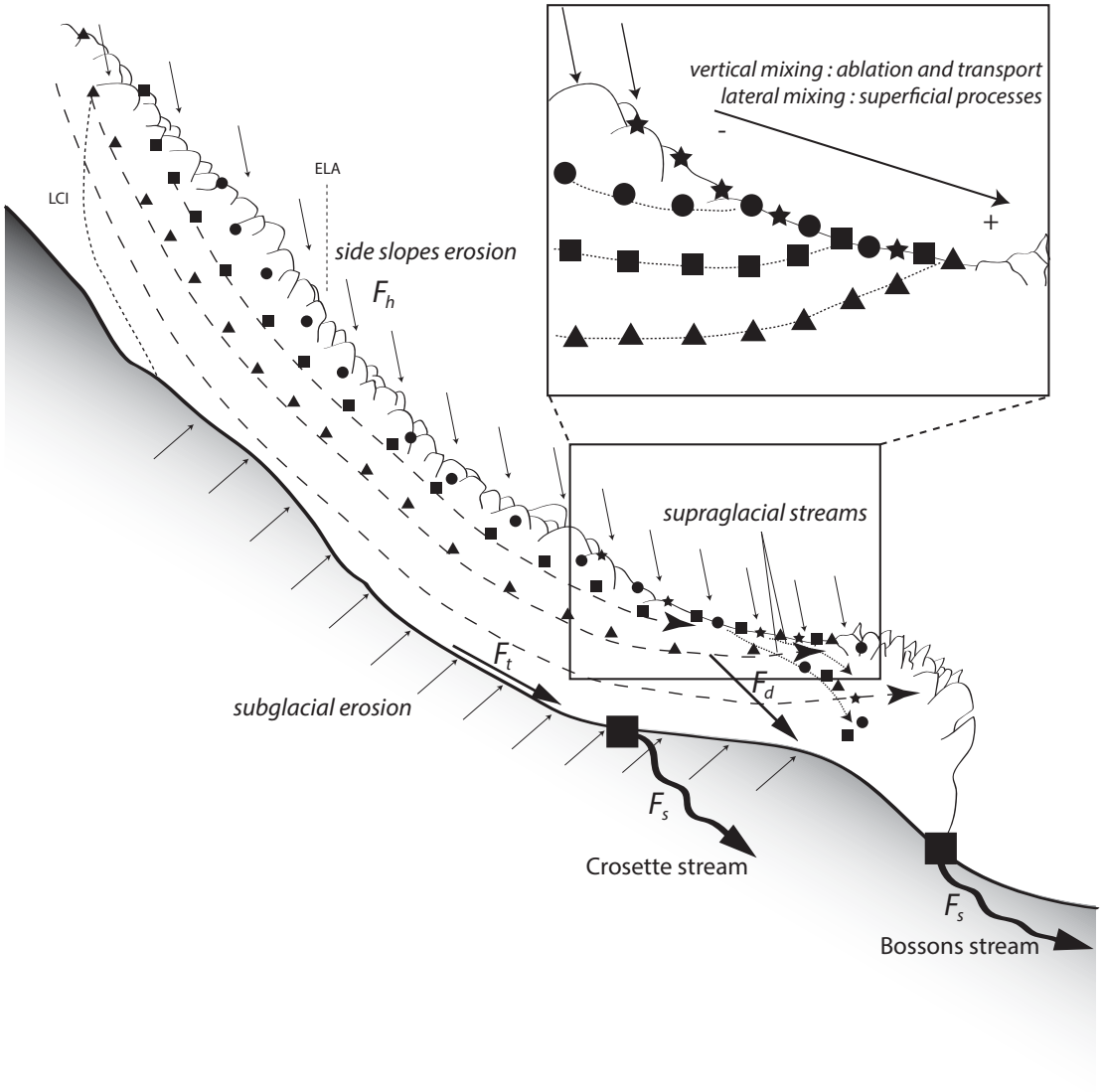


Figure 1.2 – A sketch of the clast flux in a glacial environment. Clasts supplied by hillslope erosion(F_h) are either incorporated in the glacier (F_d) or delivered to the lateral moraines. Above the ELA, clasts follows flow lines and finally reach the surface of the glacier due to ablation below the ELA. Inset: Symbols refer to the source of the clasts. Vertically mixed supraglacial clasts move at the same velocity as the glacier, however, clast movement and mixing in of lateral inputs are favored by superficial processes (i.e. sliding favoured by ablation, supraglacial sheet flow, transport in incised channels). Moulins and cracks connect supraglacial channels and subglacial drainage providing part of the supraglacial sediment load to the subglacial stream. Sediment load in subglacial stream (F_s) is thus a mixture of two components: erosion at the base of the temperate glacier(F_t) and sediments supplied by hillslope erosion and incorporated in the glacier (F_d).

In this paper, we use the same sand samples that were previously analyzed by Godon et al. (2013) for detrital zircon (U-Pb) geochronology in order to compare the two methods. Samples have been collected in subglacial cavities (Fig. 1.3c) at the outlets of the Bossons (BOS2A, BOS2B) and Crosette (Boss sous) streams. Sand particles were also collected downstream along these two streams (Fig. 1.3a; BOS8 and BOS11 at 1130 and 80 m from the glacial front, respectively) and from supraglacial sediments (Fig. 1.3b, Boss supra). Moreover, two roches moutonnées were sampled in order to test TCN inheritance of the substratum (Fig. 1.3a, CRO2 and CRO4). Sample details are provided in Table 1.1, while Figures 1.3 and 1.4 show field setting and sample locations.

Medium-sand particles were separated by sieving; samples were not crushed. Godon et al. (2013) determined that such fine particles represent only 5% of the total supraglacial load, which is highly heterogeneous but dominated by very coarse particles. Roches moutonnées samples, which were collected from a superficial rock layer of a few cm thick, were crushed and sieved to retrieve the 80-500 µm grain size. Zircons were retrieved from the 80-200 µm fraction for detrital (U-Pb) geochronology (Godon et al., 2013) whereas TCN concentrations were measured on quartz from the 200-500 µm fraction. After this initial crushing and separation stage, 200 g of each sample were selected for further preparation.

1.2.3 ^{10}Be concentration measurements

Beryllium oxide targets were extracted from sand samples following the chemical procedures of Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). Extractions were performed at the Institut des Sciences de la Terre (Grenoble, France) from ∼20 g of quartz for each sample. ^{10}Be concentrations were measured at the French national Accelerator-Mass spectrometry (AMS) facility ASTER (Aix-en-Provence, France) (Arnold et al., 2010). They were calibrated against NIST Standard Reference Material 4325 using its assigned ^{10}Be/^{9}Be ratio of 2.79±0.03 10^{-11} and a ^{10}Be half-life of 1.387±0.012 My (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Ages were calculated using the online Cronus calculator (Balco et al., 2008) and concentrations have been corrected for the chemical blank (^{10}Be/^{9}Be blank = 3.31±0.76 10^{-15}). Topographic shielding and cover corrections are usually applied in order to estimate exposure times, however, as we mainly use the ^{10}Be concentration as a provenance indicator, we refrain from such corrections. As concentrations are relevant to characterize the sources, exposure-age estimations have only been carried out for the roche moutonnée samples. Thickness scaling and topographic shielding have been applied but no snow-cover correction was performed.

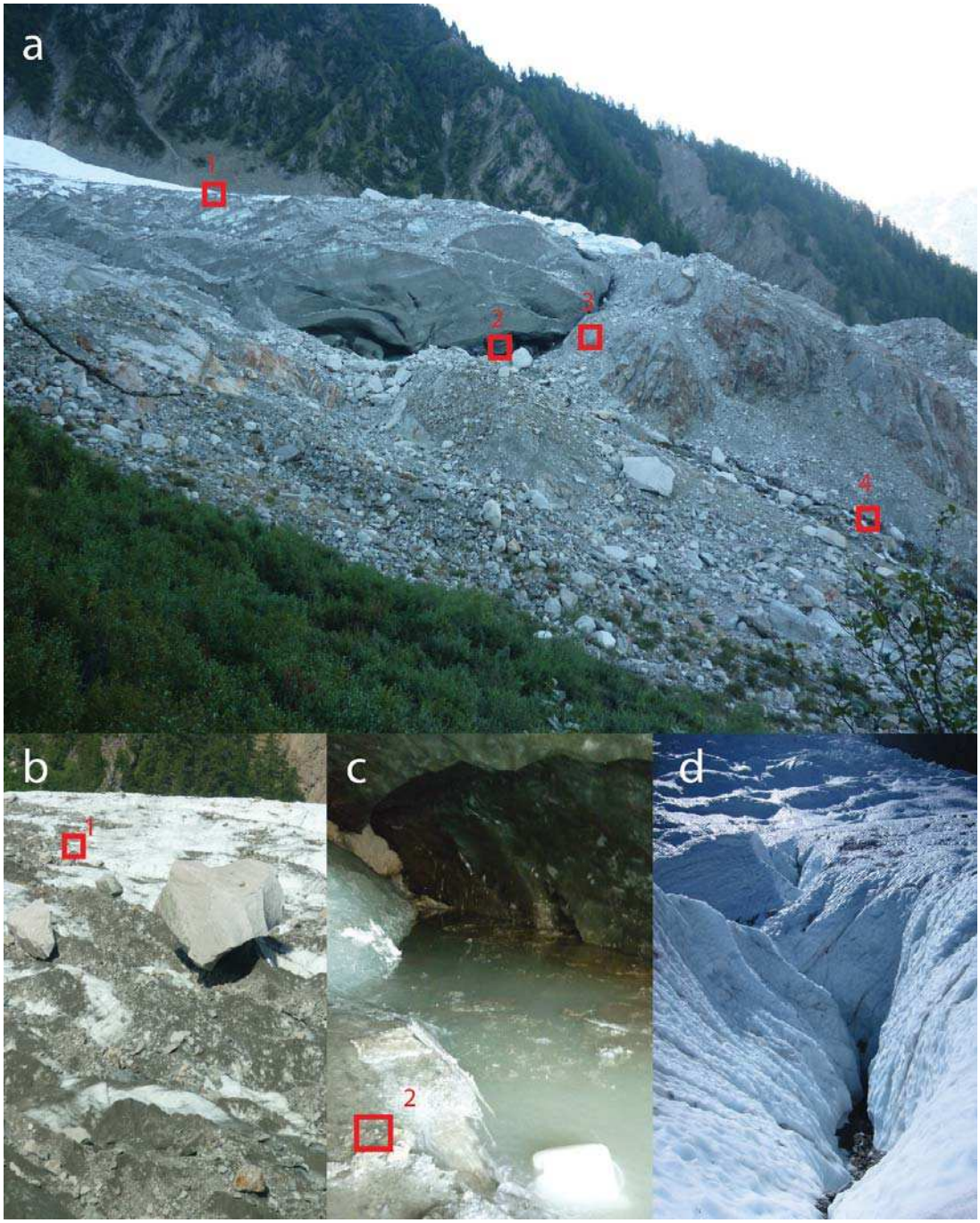


Figure 1.3 – Field photos of sample locations. a) Bossons glacier close to Crosette stream; boxes show sample sites: (1) supraglacial load carried by the Bossons glacier (sample "Boss supra"); (2) Crosette subglacial stream sediments (sample "Boss sous", collected in the ice cave beneath the glacier); (3) roche moutonnée (samples "CRO2 and CRO4"); (4) Sediment of the Crosette stream (sample "BOS11") downstream of the outlet. Block near (2) is ∼ 5 m wide. b) Close-up view of the supraglacial load of the Bossons glacier (sampling site 1 indicated). Biggest block is ∼ 5 m wide. c) Close-up view of the outlet of the Crosette subglacial stream (sampling site 2 indicated). Cavity is ∼ 5 m deep. d) Supraglacial stream above the Bossons glacier (cf. inset in Fig. 1.4). Water flows ∼ 5 m below glacial surface.

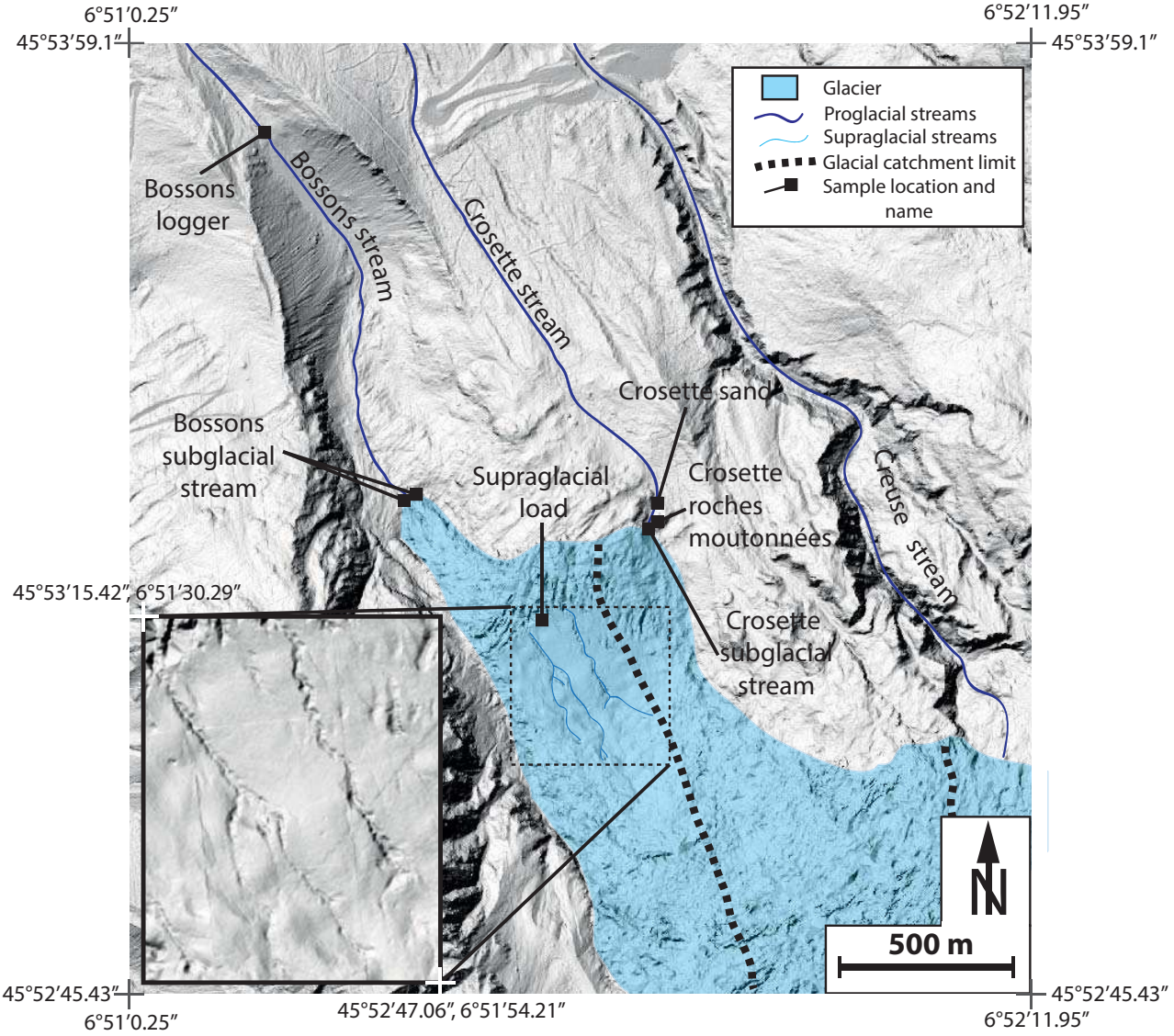


Figure 1.4 – Shaded relief map of the lower part of the Bossons glacier, based on 1-m resolution airborne Lidar data collected in 2008 (IRSTEA, unpublished). Thick dashed lines show subglacial watershed limits as in Figure 1.1. Supraglacial channels and sinkholes are only present above the subglacial watershed of the Bossons stream. Sampling locations for TCN samples are indicated by black squares. Detailed information including TCN concentration for each sample can be found in Table 1.1.

1.3 Results and discussion

1.3.1 Results

Maximum TCN concentrations (Table 1.1) are found in the supraglacial load ($2.72 \cdot 10^4$ at.g^{-1}). In comparison, ^{10}Be concentration of sand collected from the Crosette stream is an order of magnitude lower ($2.53 \cdot 10^3$ at.g^{-1}) and their uncorrected ^{10}Be/^{9}Be ratio ($6.62 \cdot 10^{-15}$) is close to the blank level ($3.31 \cdot 10^{-15}$). Conversely, ^{10}Be concentrations of sediments collected from the Bossons subglacial stream (1.10 and $1.50 \cdot 10^4$ at.g^{-1}) are significantly above the measurement blank.

The sediment load of the proglacial stream has been sampled ∼1 km downstream from the glacier front and its ^{10}Be concentration is not significantly different ($1.60 \cdot 10^4$ at.g^{-1}) from those measured in the Bossons subglacial stream sediments. Such similarity may be linked to run-off washing out from the lateral moraines and providing material to the proglacial stream. The lack of ^{10}Be enrichment ($2.12 \cdot 10^3$ at.g^{-1}) for the sample collected in the Crosette stream ∼80 m downstream of the glacier indicates that very little sand is added to the stream from supraglacial load at the front of the glacier.

Sample	Location	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m asl)	^{10}Be/^{9}Be$^{(a)}$	^{10}Be (at.g^{-1})	Uncertainty $^{(b)}$ (at.g^{-1})
AdM1*	Aiguille du Midi rockwalls	∼ 45°53′17.60″	∼ 6°52′42.10″	3800	N.C	$1.58 \cdot 10^6$	$4.73 \cdot 10^4$
AdM2*	Aiguille du Midi rockwalls	∼ 45°53′17.60″	∼ 6°52′42.10″	3810	N.C	$6.03 \cdot 10^4$	$5.55 \cdot 10^3$
AdM3*	Aiguille du Midi rockwalls	∼ 45°53′17.60″	∼ 6°52′42.10″	3750	N.C.	$2.42 \cdot 10^5$	$1.21 \cdot 10^4$
AdM4*	Aiguille du Midi rockwalls	∼ 45°53′17.60″	∼ 6°52′42.10″	3740	N.C	$2.48 \cdot 10^5$	$1.14 \cdot 10^4$
AdM5*	Aiguille du Midi rockwalls	∼ 45°53′17.60″	∼ 6°52′42.10″	3740	N.C	$2.83 \cdot 10^5$	$1.47 \cdot 10^4$
CRO2**	Crosette roches moutonnées	45°53′29.06″	6°51′33.05″	1762	$1.45 \cdot 10^{-14}$	$1.31 \cdot 10^4$	$5.98 \cdot 10^3$
CRO4**	Crosette roches moutonnées	45°53′29.07″	6°51′33.08″	1763	$1.16 \cdot 10^{-14}$	$8.30 \cdot 10^3$	$4.23 \cdot 10^3$
BOS2A	Bossons subglacial stream	45°53′31.92″	6°51′8.78″	1443	$1.23 \cdot 10^{-14}$	$1.52 \cdot 10^4$	$2.40 \cdot 10^3$
BOS2B	Bossons subglacial stream	45°53′31.92″	6°51′10.04″	1441	$1.16 \cdot 10^{-14}$	$1.10 \cdot 10^4$	$2.82 \cdot 10^3$
BOS8	Bossons stream datalogger	45°53′57.84″	6°50′56.11″	1240	$1.60 \cdot 10^{-14}$	$1.65 \cdot 10^4$	$2.69 \cdot 10^3$
BOS11	Crosette sand	45°53′30.84″	6°51′36.11″	1735	$2.40 \cdot 10^{-15}$	$2.12 \cdot 10^3$	$6.11 \cdot 10^2$
Boss sous	Crosette subglacial stream	45°53′29.04″	6°51′33.01″	1760	$3.31 \cdot 10^{-15}$	$2.53 \cdot 10^3$	$8.77 \cdot 10^2$
Boss supra	Supraglacial load	45°53′17.88″	6°51′16.74″	1795	$2.08 \cdot 10^{-14}$	$2.72 \cdot 10^4$	$2.40 \cdot 10^3$

Table 1.1 – TCN results for Bossons glacier and nearby Aiguille du Midi. Results from (*) Bohlert et al. (2008) and (**) Prud'homme (2013) are provided for completeness. The following remarks only apply to the results of this study: (a) AMS analysis has been performed at the french AMS facility ASTER. ^{10}Be concentrations were calibrated using the NIST Standard Reference Material 4325. Its assigned ^{10}Be/^{9}Be is $2.79 \cdot 10^{-11}$. No topographic shielding or cover correction has been applied. Concentrations have been corrected from the chemical blank ($^{10}Be/^{9}Be_{\text{blank}} = 3.31 \pm 0.76 \cdot 10^{-15}$). (b) Propagated uncertainties include counting statistics, a conservative estimate of 1% for instrumental variability, the uncertainty of the standard deviation and chemical blank.

1.3.2 Exposure of the glacier substratum during periods of glacial retreat

Direct determination of the ^{10}Be concentration of the substratum beneath the glacier is not possible but the spallation reactions that mainly control the concentration of ^{10}Be in crustal rocks are strongly attenuated beneath earth-surface materials (e.g. rock, ice). A secondary ^{10}Be production mechanism is by fast and negative muon interactions (Bilokon et al., 1989; Heisinger et al., 1997; Dunai, 2010). These particles have a much greater penetration depth, so nuclides may be significantly produced even under ice cover. However, because the fraction of muons in the cosmic-ray spectrum is very small ($\sim$ 2% at the Earth's surface; Braucher et al., 2003), production of ^{10}Be by muons does not significantly affect the TCN concentrations (see Goehring et al., 2012, Fig. A.1).

We can estimate the mean ^{10}Be production rate below the Bossons glacier using Huss and Farinotti (2012) thickness data and TCN production relations (Lal, 1991; Stone, 2000; Heisinger et al., 2002a,b; Braucher et al., 2003; Balco et al., 2008, Appendix A). For 98% of the surface beneath the glacier, the production is less than 1 at.g^{-1}.a^{-1} (Fig. 1.5). The mean production rate beneath the present-day glacier averaged over the Holocene ($\sim$ 12 kyr) yields a concentration of $3.96 \cdot 10^3$ at.g^{-1}. It is clear that the ^{10}Be concentration measured in the Crosette subglacial stream sediments ($2.53 \cdot 10^3$ at.g^{-1}) is close to this mean calculated concentration and excludes significant input of ^{10}Be enriched sediment. Nonetheless, this calculation neglects the fluctuations of glacier extent or thickness.

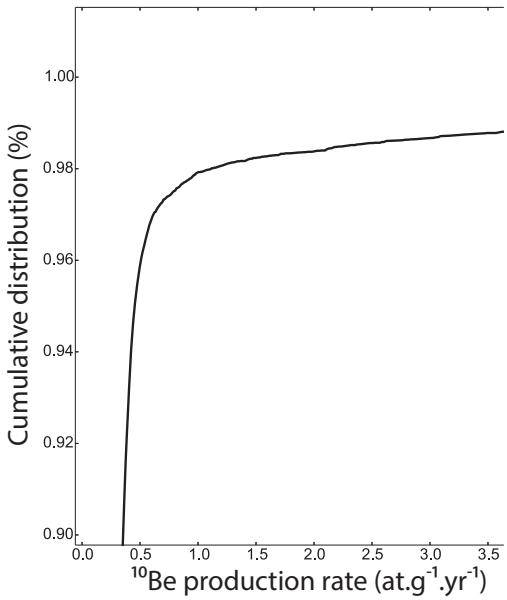


Figure 1.5 – Cumulative distribution of ^{10}Be production rate under Bossons glacier inferred from the Huss and Farinotti (2012) ice-thickness model. Less than 2% of the ice-covered substratum has a production rate higher than 1 at.g^{-1}.a^{-1}. Details in Appendix A.

The Bossons glacier has been retreating rapidly since the LIA (Nussbaumer and Zumbühl, 2012) due to its steepness and high elevation difference between head and terminus, and it should react very dynamically to future climate changes (Roe and O'Neal, 2005; Lüthi and Bauder, 2010). Therefore, repeated exposure of the substratum below the lower part of the glacier during the Holocene climatic optima that postdate the Last Glacial Maximum cannot be excluded. Two measurements on roches moutonnées near the glacier front at 1760 m asl yield TCN concentrations of $1.31 \cdot 10^4$ and $8.30 \cdot 10^3$ at.g^{-1}, respectively (Fig. 1.4, Table 1.1). Assuming there is no erosion, apparent exposure ages are found to be between 1.21 ± 0.55 ka and 0.47 ± 0.24 ka, suggesting that the glacier has recently retreated during a relatively long period beyond its current snout location (1.5 km from LIA maximum extent). Goehring et al. (2011) measured exposure ages between 1.2 and 5.3 ka for polished bedrock at ∼2250 m asl in front of the Rhone glacier (Switzerland) and suggested that the Rhone glacier was smaller than today for most of the Holocene. Conversely, Dielforder and Hetzel (2014) reported an apparent exposure age of 0.26 ± 0.04 ka for a recently exposed bedrock surface located at the snout of the Chaltwasser glacier (Simplon pass, Switzerland) at 2776 m asl and made the assumption that cosmogenic inheritance in their samples is negligible.

The difference between TCN concentrations measured in the subglacial stream and in a recently exposed bedrock surface located at the snout of the glacier can be linked to negligible current erosion of proglacial deglaciated substratum preserving ^{10}Be inheritance in roches moutonnées. Such difference may be qualitatively related to two glacial retreat scenarii : (i) a short paleo-exposure time preventing significant ^{10}Be enrichment (Fig. 1.6a) or (ii) a longer paleo-exposure time but a limited glacial paleo-retreat so that the area of the ^{10}Be enriched proglacial bedrock (l) is negligible with respect to the subglacial drainage area (L, Fig. 1.6b).

1.3.3 Origin of subglacial stream sediments

Sediments supplied by hillslope erosion (F_h, hillslopes) are either incorporated in the glacier (F_d, downward) or delivered to the lateral moraines (F_m, moraines, Fig. 1.2). Sediment load in subglacial stream (F_s, stream) is a mixture of two components: erosion at the base of the temperate glacier (F_t, temperate) and sediments supplied by hillslope erosion and incorporated in the glacier (F_d). Transport from the base towards the top of the glacier and glacial erosion under cold ice were found to be negligible in the Bossons glacier (Godon et al., 2013). Assuming steady state and no subglacial sediment storage, the mixing equation (1.1) governs the sediment flux (F_s) at the outlet of the Bossons subglacial streams:

$$F_s = F_t + F_d \tag{1.1}$$

In addition, the granite proportion G_s and ^{10}Be concentration in the subglacial stream sediments should stem from the mixing of two poles : substratum and supraglacial load. The proportion C of sediment derived from the supraglacial load in the sediment load of the stream ($C = F_d/F_s$) can be inferred using the following similar equations:

$$\left[^{10}\mathrm{Be}\right]_s = C \cdot \left[^{10}\mathrm{Be}\right]_d + (1 - C) \cdot \left[^{10}\mathrm{Be}\right]_t \tag{1.2}$$

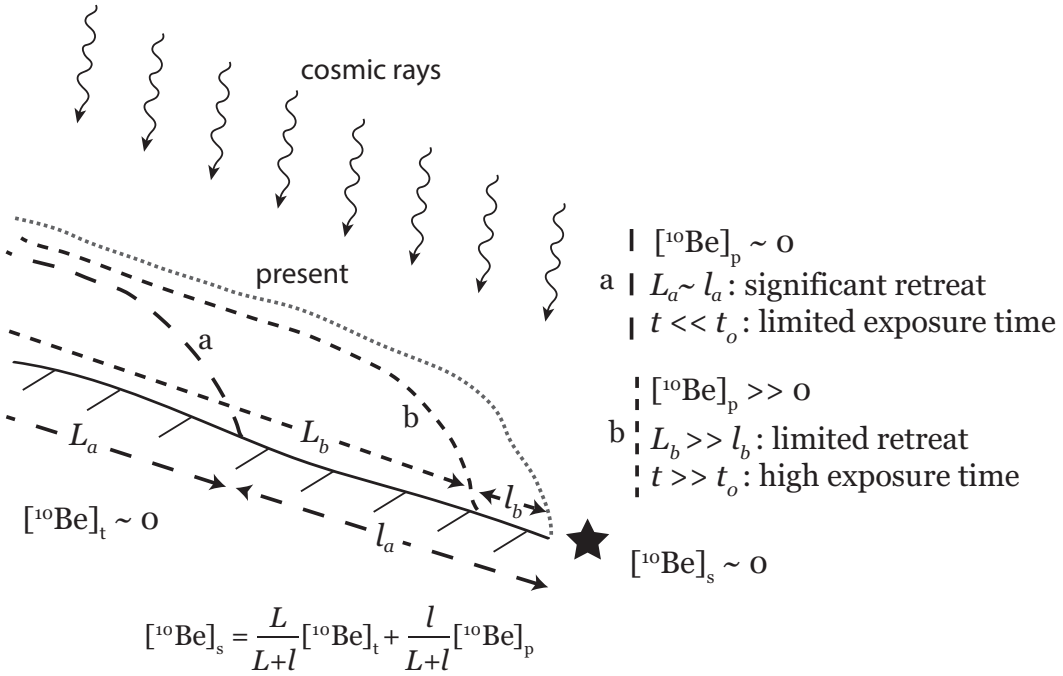


Figure 1.6 – Negligible ^{10}Be concentration in stream load related to glacial retreat scenarii. Ice-covered bedrock ^{10}Be concentration ($[^{10}Be]_t$) is negligible whereas the concentration in proglacial bedrock ($[^{10}Be]_p$) may not be. Black star represents a measurement location within a stream. L is the stream length beneath the glacier whereas l is the one within the proglacial area. (a) Short exposure time preventing significant ^{10}Be enrichment. (b) Limited glacial retreat so that ^{10}Be enriched proglacial area is negligible with respect to subglacial catchment area.

$$G_s = C \cdot G_d + (1 - C) \cdot G_t \tag{1.3}$$

where $[^{10}\mathrm{Be}]$ and G represent ^{10}Be concentration and granite proportion, respectively, and the subscripts $_s$, $_d$ and $_t$ indicate the subglacial stream load, the supraglacial load and the substratum, respectively.

The substratum ^{10}Be concentration is found to be negligible ($[^{10}\mathrm{Be}]_t = 0$, see Appendix A) and both subglacial Bossons and Crosette catchments under temperate ice are entirely in metamorphic basement rocks ($G_t = 0$). Hence, relations (1.2) and (1.3) become :

$$\left[^{10}\mathrm{Be}\right]_s = C \cdot \left[^{10}\mathrm{Be}\right]_d \tag{1.4}$$

$$G_s = C \cdot G_d \tag{1.5}$$

C can then be calculated using the concentrations reported in Table 1.1 and 1.2. In the Bossons subglacial stream, we estimate 48±14% of the sediments to derive from the supraglacial load, whereas in the Crosette subglacial stream only 9±4.5% of the sediments are derived from supraglacial load (Table 1.2). Evaluation of the variability of ^{10}Be concentration in supraglacial

sand is the topic of ongoing research but only one supraglacial was used in this analysis (following the "let the nature do the averaging principle"). Our results may thus be impacted by higher uncertainties than what the analytical uncertainties suggest.

Nonetheless, Godon et al. (2013) measured G_s using U-Pb dating on 75 zircons. Using their zircon-age data and their methodology to calculate granite proportion in each samples (Appendix E from Godon et al., 2013) shows that less than 10% of the fine-grained sediments in the Crosette stream are derived from the supraglacial load, whereas this proportion reaches $\sim$ 35% for the Bossons stream sediments (Table 1.2).

Therefore, both independent estimates of sediment provenance for these two streams are coherent. The significant correlation between normalized granite proportions and normalized ^{10}Be concentrations (Fig. 1.7) supports the applicability of the mixing hypothesis (1.2).

The difference between the two streams is thought to be linked to the distinct position of their catchments. A large part of the glacier located above the Bossons subglacial catchment is characterized by supraglacial streams and sinkholes (Fig. 1.3d) that feed the Bossons subglacial stream in sediments coming from the supraglacial load. In contrast, the Crosette subglacial stream only flows under the hummocky and crevassed part of the glacier (Fig. 1.4), with diffuse connectivity between the glacier surface and bedrock.

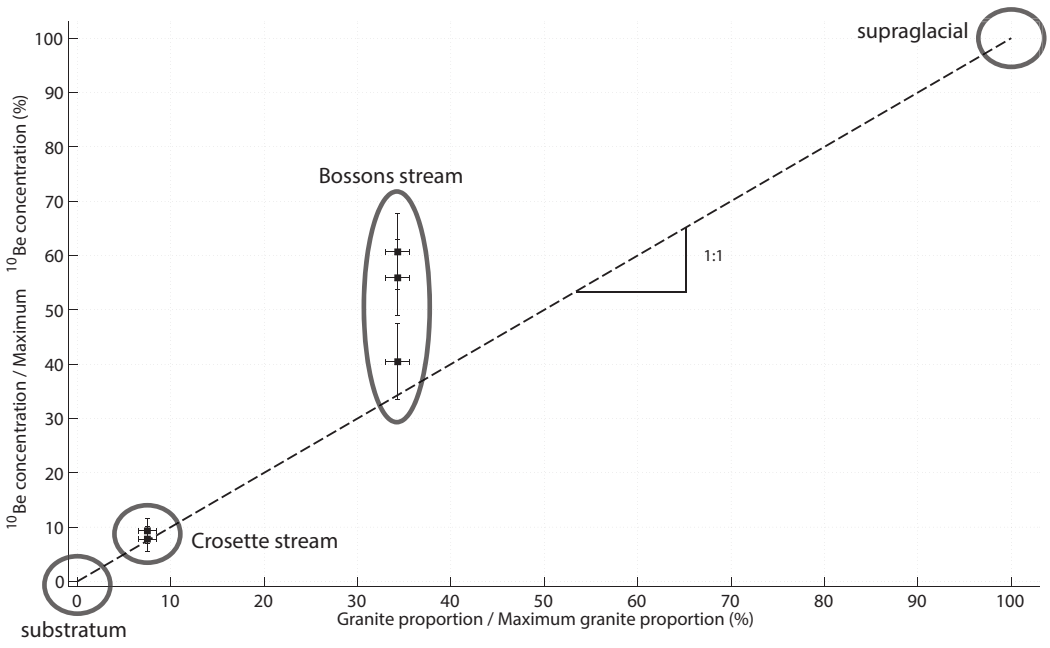


Figure 1.7 – Comparison between granite proportion (from Godon et al., 2013) and normalized ^{10}Be concentration for glacial substratum, subglacial stream sediments and supraglacial load.

Location	Granite proportion[(a)]	Mean ^{10}Be[(b)]	Proportion of sediment coming from supraglacial load	
			$C = G_s/G_d$	$C = \left[^{10}\mathrm{Be}\right]_s / \left[^{10}\mathrm{Be}\right]_d$
	(%)	(10^3 at.g^{-1})	(%)	(%)
Supraglacial load (d)	72	27.2 ± 2.40	100	100
Bossons stream (s)	24.7 ± 1.9	13.1 ± 2.61	34 ± 2.6	48 ± 14
Crosette stream (s)	5.4 ± 1.4	2.33 ± 0.74	7.9 ± 1.9	8.5 ± 3.5
Substratum (t)	0	~ 0	0	0

Table 1.2 – Characteristics of the supraglacial load, subglacial streams and subtratum in terms of granite proportion, ^{10}Be concentration and proportion of sediment coming from the supraglacial load. (a) *Granite proportion has been estimated by Godon et al. (2013) using U-Pb dating on 75 zircons and lithological identification. (b) Mean ^{10}Be concentrations have been calculated using Boss supra sample for supraglacial load, BOS2 and BOS2B samples for Bossons stream and Boss sous and BOS11 samples for Crosette stream (Table 1.1).*

1.3.4 Erosion in the Bossons glacier catchment

Godon et al. (2013) have previously estimated erosion rates in the Bossons catchment; in the following, we refine these calculations in order to take into account our new results and estimate uncertainties and fluctuations of the erosion rate of the rockwalls surmounting the glacier. Present-day (2010-2012) erosion rates of the Bossons subglacial catchment have been estimated from hydro-sedimentary monitoring of the Bossons stream (Guillon et al., 2013). These indicate an annual sediment flux from the glacier (F_s) that varies between 718 ± 307 and 892 ± 246 t.yr^{-1}. Using the proportion C of sediment derived from the supraglacial load (Table 1.2), the mean value of 791 ± 212 t.yr^{-1} can be split between subglacial and supraglacial contributions ($F_d = C \cdot F_s$ and $F_t = (1 - C) \cdot F_s$). The erosion rate e_t beneath the temperate glacier drained by the Bossons stream is then:

$$e_t = \frac{(1 - C) \cdot F_s}{\rho S_t} \tag{1.6}$$

where ρ is rock density and S_t is the subglacial catchment area. Taking $C = 0.48 \pm 0.14$, F_s $= 791 \pm 212$ t.yr^{-1}, $S_t = 0.38 \pm 0.12$ km^2 and $\rho = 2800$ kg.m^{-3} yields a subglacial erosion rate e_t of 0.39 ± 0.33 mm.yr^{-1}.

The flux (F_h) derived from glaciated rock outcrops located above the glacier is split between the englacial downward flux F_d, and the flux towards lateral moraines F_m :

$$F_h = F_d + F_m$$

Since we cannot currently quantify F_m, we simply take:

$$F_h > F_d \tag{1.7}$$

In addition, both F_d and F_h can be seen as the sum of each lithological source: granite (γ in the following) and metamorphic rocks (μ in the following). Taking G_d the proportion of granite in the supraglacial load, this leads to:

$$F_{h(\gamma)} + F_{h(\mu)} > F_{d(\gamma)} + F_{d(\mu)} = G_d \cdot F_d + (1 - G_d) \cdot F_d$$

where $F_{h(\gamma)}$ and $F_{d(\gamma)}$ ($F_{h(\mu)}$ and $F_{d(\mu)}$) are hillslope and downward flux of granite and metamorphic rocks, respectively.

Erosion rates can be calculated using the following relationships:

$$e_{h(\gamma+\mu)} = \frac{F_{h(\gamma+\mu)}}{S_{h(\gamma)} + S_{h(\mu)}} > \frac{F_d}{S_{h(\gamma)} + S_{h(\mu)}}$$

$$e_{h(\gamma+\mu)} > \frac{C \cdot F_s}{S_{h(\gamma)} + S_{h(\mu)}} \tag{1.8}$$

$$e_{h(\gamma)} = \frac{F_{h(\gamma)}}{S_{h(\gamma)}} > \frac{F_{d(\gamma)}}{S_{h(\gamma)}} = \frac{G_d \cdot C \cdot F_s}{S_{h(\gamma)}} \tag{1.9}$$

$$e_{h(\mu)} = \frac{F_{h(\mu)}}{S_{h(\mu)}} > \frac{F_{d(\mu)}}{S_{h(\mu)}} = \frac{(1 - G_d) \cdot C \cdot F_s}{S_{h(\mu)}} \tag{1.10}$$

where $S_{h(\gamma)}$ and $S_{h(\mu)}$ are areas of granite and metamorphic rocks outcrops, respectively.

In order to map the rock outcrops that contribute to the sediment load of the Bossons stream, we use glacier flowlines deduced from correlation of radar images (Fallourd et al., 2011) below the ELA and glacier surface slopes above the ELA. Resulting areas of granite and metamorphic-rock outcrops are $S_h(\gamma) = 0.335$ km^2 and $S_h(\mu) = 0.126$ km^2, respectively. The proportion of granite G_d in the supraglacial load has been estimated by Godon et al. (2013) at 72%. Applying (1.8-1.10) leads to the following erosion rates: $e_h(\gamma+\mu) > 0.29 \pm 0.17$ mm.yr^{-1}, $e_h(\gamma) > 0.29 \pm 0.16$ mm.yr^{-1} and $e_h(\mu) > 0.30 \pm 0.17$ mm.yr^{-1}, suggesting similar erosion for granite and metamorphic rocks.

If the supraglacial contribution to moraines were found to be negligible, subglacial ($e_t = 0.39 \pm 0.33$ mm.yr^{-1}) and periglacial erosion ($e_h(\gamma+\mu) > 0.29 \pm 0.17$ mm.yr^{-1}) would be of the same order of magnitude but the large associated uncertainties could jeopardize this apparent equality. This result would be coherent with coupled valley-floor and wall lowering at similar rates (e.g. Ward and Anderson, 2011). Nevertheless, steady-state coupling between slope processes and incision at the base of the slope may be prevented by different response times of subglacial and periglacial processes to present-day glacial retreat.

1.4 Conclusions

Quantifying the relative efficiency of different erosion processes within a glaciated catchment requires differentiating the sediment flux derived from the glacier substratum from that provided by the rockwalls surmounting the glacier and contributing to the supraglacial load. Because of the nearly complete reduction of cosmogenic production below a few tens of m of ice, measurements of cosmogenic ^{10}Be concentrations appear as a promising tool to separate sediments derived from the ice-covered bedrock from those provided by the unprotected supraglacial slopes. We have performed such ^{10}Be concentration measurements on two subcatchments of the Bossons glacier in the Mont-Blanc massif (France).

For the Crosette subglacial stream, we find a negligible ^{10}Be concentration of sand-sized stream sediments, whereas the ^{10}Be concentration on nearby roches moutonnées and supraglacial blocks are respectively $1.1 \cdot 10^4$ and $2.7 \cdot 10^4$ at.g^{-1}. Therefore, almost 100% of the Crosette stream sediments are derived from glacial erosion of the substratum. Moreover, the erosion of the subglacial area affected by inherited exposure is negligible.

The ^{10}Be concentration in the Bossons subglacial stream sediments is $\sim 1.3 \cdot 10^4$ at.g^{-1}, an order of magnitude higher than for the Crosette sediments. The difference between Bossons and Crosette subglacial stream results is interpreted as resulting from the presence of supraglacial channels and sinkholes that transfer sediments from the glacier surface to the subglacial drainage network in the lowermost part of the Bossons glacier. Assuming that ^{10}Be inheritance is also negligible within the Bossons stream sub-catchment, only 50% of its sediment load would be provided by subglacial erosion. A previous estimate using U-Pb geochronology on detrital zircons sampled at the same location produced similar results (Godon et al., 2013) but requires a specific lithological setting to infer sediment origin.

Supraglacial channels and sinkholes are common features of alpine glaciers. Therefore, most of the published mean-catchment erosion rates for alpine glaciers should not be interpreted directly as subglacial erosion rates. In the case of catchments affected by efficient periglacial erosion, in particular rockfalls, the supraglacial component could be substantial and the subglacial erosion rate may be overestimated.

To our knowledge, this study is the first to use ^{10}Be concentration measurements for deciphering sediment origins in order to infer periglacial and subglacial erosion rates. For the Bossons glacier, comparable values have been found for both process erosion rates: 0.29 ± 0.17 and 0.39 ± 0.33 mm.yr^{-1}, respectively. Although erosion rates estimated in this study are in the range of published "glacial" erosion rates, they cannot be compared with them. Work is still needed to take into account the periglacial, subglacial and proglacial components of erosion within studies of the sediment yield provided by glaciated catchments and TCN methods appear as a very promising tool to achieve such discrimination.

Acknowledgement

This study was supported by Agence Nationale de la Recherche project no. ANR-08- BLAN-0303-01 'Erosion and Relief Development in the Western Alps' and Institut National des Sciences de l'Univers SYSTER program. We thank M. Arnold, G. Aumaître and K. Keddadouche for assistance during measurements at the ASTER AMS facility. We also thank Frédéric Berger and Jean-Matthieu Monnet (IRSTEA Grenoble) for granting us use of their Lidar data. We are grateful to Mathias Huss and Daniel Farinotti for granting us access to ice-thickness data from their modeling. Comments from two anonymous reviewers helped to drastically improve the quality of this paper. ISTerre is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

Chapitre 2

Separating subglacial and proglacial inputs to the sediment export of a glaciated catchment using high-resolution monitoring (Bossons glacier, Mont-Blanc massif, France)

This chapter corresponds to a research article in preparation with the following authors :

Hervé Guillon[1,2], Jean-Louis Mugnier[1,2], Jean-François Buoncristiani[3,4]

[1] Université de Savoie, ISTerre, F-73376 Le Bourget du Lac, France
[2] CNRS, ISTerre, F-73376 Le Bourget du Lac, France
[3] Université de Bourgogne, Biogéosciences, F-21000 Dijon, France
[4] CNRS, Biogéosciences, F-21000 Dijon, France

2.1 Introduction . . . 45
2.2 A strategy to estimate the components of the sediment flux in a glaciated catchment . . . 46
2.2.1 Bossons glacier catchment : field laboratory for present-day glacial erosion 46
2.2.2 Data acquisition framework within Bossons glacier catchment . . . 51
2.2.3 Estimating missing SSC data using linear regression models . . . 54
2.2.4 Estimating PdE entering discharge using precipitation data . . . 55
2.2.5 Separating hillslope and alluvia inputs using meteorological conditions 56
2.2.6 Uncertainty estimation . . . 57
2.3 Results . . . 58
2.3.1 Comparison between Crosette and Bossons streams measurements . . . 58
2.3.2 Relation between suspended sediment concentration and discharge . . . 64
2.3.3 Flux balance of the valley sandur . . . 66

2.3.4 Sediment export during 2013 melt season 66
2.4 Discussion 69
2.4.1 Origin of the sediment entering the valley sandur and proglacial hillslopes connectivity 70
2.4.2 Hydrodynamic control of the sediment export of the valley sandur . . . 71
2.4.3 Sedimentary role of the valley sandur and paraglacial adjustment . . . 73
2.4.4 Subglacial sediment stock beneath Crosette and Bossons subglacial catchment 74
2.5 Conclusion 75

2.1 Introduction

Glacial erosion represents a transient response to tectonic landscape disequilibrium or climate change conditions leading to an increase of erosion rates (Koppes and Montgomery, 2009; Kovanen and Slaymaker, 2014). The transition from glacial to postglacial conditions is defined as the paraglacial period (Church and Ryder, 1972). During this time, the sediment stocks previously constituted are remobilized by fluvial transport more efficiently in warmer and wetter conditions. The resulting paraglacial landforms characterize a transitional adjustment linked to deglaciation (Slaymaker, 2011).

Glaciated surfaces should continue shrinking to drastically low values toward the end of the 21st century (e.g. Huss and Farinotti, 2012; Clarke et al., 2015). According to the paraglacial model, present-day proglacial area could generate high sediment yields as sediment stored beneath the glacier or in its moraines are transferred downstream (e.g. Gurnell et al., 2000). Proglacial zones are already known to react very dynamically to transient events as well as to variations in meltwater runoff, glacial terminus position and sediment supply (e.g. Staines et al., 2014). Quantifying the evolution of the sediment yield export from proglacial areas provides useful insights to understand climate change implications on mass transfer from uplands to lowlands (e.g. Knight and Harrison, 2014) and to model relief evolution at a geological timescale (e.g. Herman and Braun, 2008). Additionally, evaluating sediment storage and release is of prime importance as these processes may exhibit a more sensitive response to environmental changes (Phillips, 1991).

Sediment volumes, flux, storage and connectivity have been evaluated by geomorphologic mapping through field evidences, lidar, orthophotos and GIS (e.g. Schrott et al., 2006; Otto et al., 2009; Messenzehl et al., 2014). Present-day contributions from proglacial and subglacial sources to the sediment flux exported from a glaciated catchment have been estimated using sediment volume inferred from seismic data (e.g. Koppes and Hallet, 2006) and a combined approach of cosmogenic dating, sediment volume estimation and proglacial streamload measurements (O'Farrell et al., 2009). This latter methodology relies on the time integration of sediment discharge and has been used by numerous authors to measure the average sediment yield of a catchment (e.g. Hallet et al., 1996; Delmas et al., 2009, and references therein). However, the integrative nature of this approach lacks the spatial resolution from other methodologies.

Nonetheless, continuous monitoring of the sediment flux suspended in meltwater provides venues to analyze variability of storage and release times as well as dynamics of proglacial zones. Sediment budget of such areas varies from year to year as it oscillates near a steady-state value or in response to episodic perturbation (e.g. Maizels, 1978; Warburton, 1990; Hodgkins et al., 2003; Stott and Mount, 2007). Earlier studies focused on intra-seasonal flux variations and unveiled differences in sediment availability and flux magnitude at a monthly scale (e.g. Gurnell et al., 1994; Hodson et al., 1998; Gao et al., 2013). Shorter scale evolution of suspended sediment concentration (SSC) is a critical parameter that has been investigated by Navratil et al. (2010) in an unglaciated braided river and by Orwin and Smart (2004) in proglacial rivers. These latter authors found a highly variable pattern of deposition and enrichment. This finding underlined a complex response of the proglacial fluvial system and

sediment export controlled by storage and release.

The overall behavior of a proglacial area is complex and dynamic from event to year scale, and our comprehension of such sensitive environments is highly limited by the lack of high resolution and long-term datasets (Orwin et al., 2010). Hence, building on previous work from Godon (2013), our general intent is to develop methodological and conceptual tools to use hydro-sedimentary data acquired at a high time resolution (2 min) within an Alpine glacier catchment (Bossons glacier in the Mont-Blanc Massif). Our final aim is to set up a perennial field laboratory for studying erosion. In this paper, we focus on understanding present-day sediment storage and erosion processes throughout one melt season. Furthermore, we seek to determine whether the proglacial domain acts as a sink or as a source. Our methodology combines high-resolution sedimentary measurements with precipitation data in order to separate subglacial and proglacial contributions. This source discrimination provides further insights about paraglacial adjustment and subglacial erosion within Bossons glacier catchment. A 3-month high-resolution (2 min) dataset is hereby presented in order to introduce methodological considerations ; longer term datasets ranging from 2009 to 2015 are described in H. Guillon's PhD thesis and been made available to the community of the Pangaea data repository.

2.2 A strategy to estimate the components of the sediment flux in a glaciated catchment

In this section, the Bossons glacier catchment and our data acquisition framework are described with a particular focus on the proglacial area. Our four-fold methodology is then presented : (i) estimating missing SSC to produce a complete hydro-sedimentary dataset; (ii) evaluating upstream discharge in order to estimate upstream sediment flux; (iii) discriminating data corresponding to precipitation events and to dry periods to isolate the flux from the proglacial hillslopes; and (iv) assessing uncertainties associated with our methodology.

2.2.1 Bossons glacier catchment : field laboratory for present-day glacial erosion

Located in the French Westen Alps (Fig. 2.1), Bossons glacier is a 12-km long polythermal glacier (type D according to the classification of Blatter and Hutter, 1991). It extends from Mont-Blanc top (4810 m asl) down to 1450 m asl. Observations at the base of seracs on the nearby Taconnaz glacier (Le Meur and Vincent, 2006, Fig. 2.1) suggest that the transition between cold and temperate basal ice occurs at a maximum altitude of 3300 m asl. The separation between accumulation and ablation area or equilibrium line altitude was estimated at $\sim$ 2750 m asl on the Bossons glacier by (Godon et al., 2013, Fig. 2.1). TerraSAR-X observations indicates ice surface velocities locally as high as 1.4 m.d^{-1} (Fallourd et al., 2011). Fallourd (2012) showed that displacement were higher in late spring / early summer (i.e. May / June) than in the late summer (i.e. August). On a longer timescale, debris are transported from the top to the front of Bossons glacier in less than fifty years (Vivian, 1969; Rey, 2004).

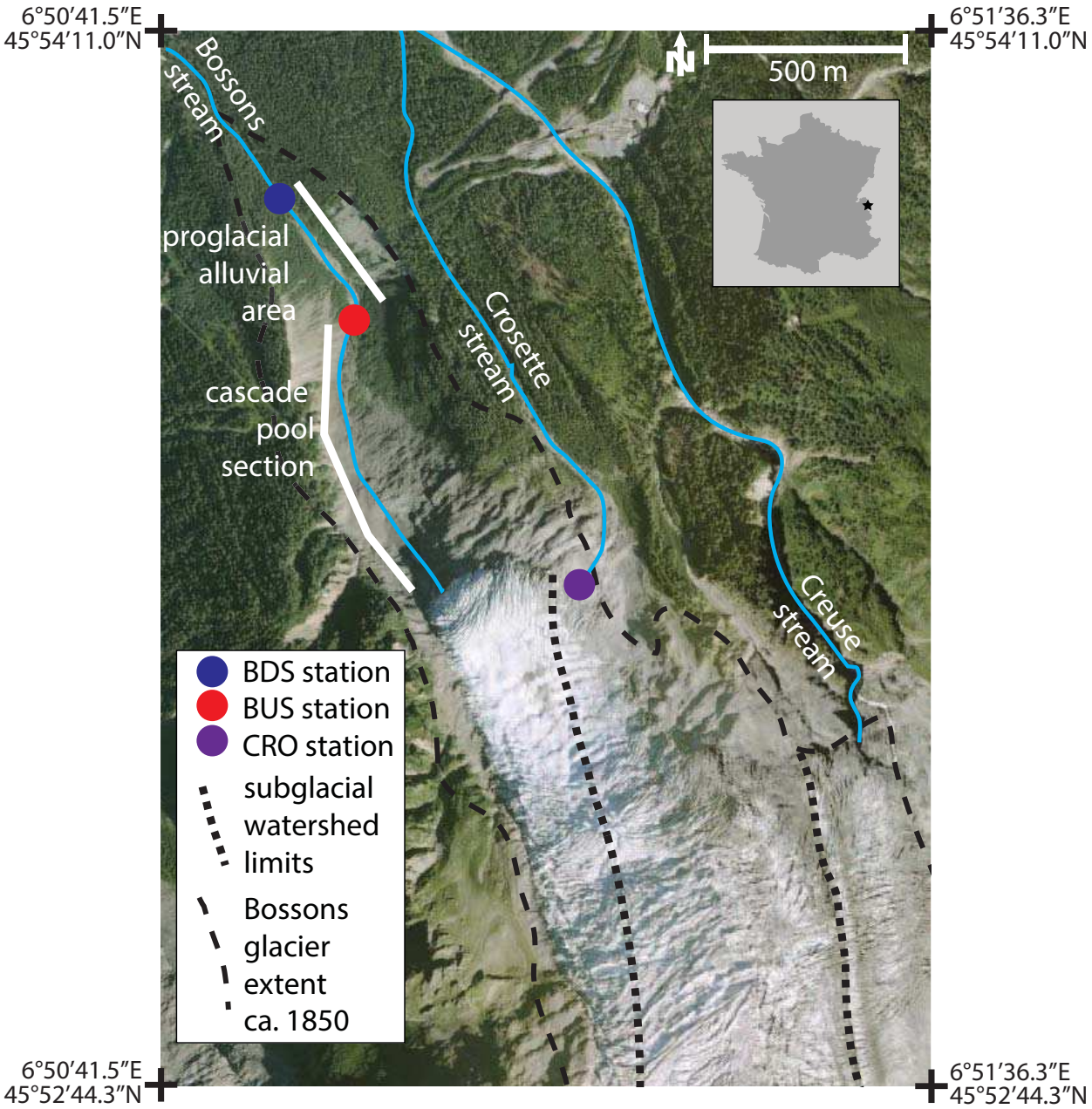


Figure 2.1 – Aerial photography showing Bossons glacier catchment. Inset shows location in France. The proglacial Creuse, Crosette and Bossons streams are indicated. Subglacial catchment limits (thick dashed lines) have been mapped (Godon, 2013) using a hydrological model (GSM-Socont, Schaefli et al. (2005)) and geomorphological evidence. Glacier extent circa 1850 is reported from Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN) map. Equilibrium Line Altitude and Limit of Cold Ice are both located higher than the bottom limit of the picture.

Figure 2.2 – Field pictures of the proglacial domain of the Bossons (opposite). Blue circle : Bossons lower site (BDS) ; red circle : Bossons Upstream site (BUS); purple circle : Crosette station (CRO). a) General view of sandur and right bank lateral moraine. Note that the vegetation form a nearly continuous zone between scree foot and sandur. b) Cascade-pool reach of the Bossons stream downstream from the glacier; c) Lower part of the cascade reach of the stream and left bank lateral moraine. Note that gullies are still locally continuous between the vegetated zones, and seracs fall momentarily (July 2015) reaching the cascade-pool section and accumulating in its lower part; d) General view of the sandur and braided channels; e) Detailed view of the deposition zone (low flow, spring 2014, looking upsteam) f) Detailed view of the single channel close to BUS site (looking downsteam) g) Detailed view of the single channel consolidated by vegetation close to BDS site (looking upsteam); h) Detailed view of the Crosette site from the glacier (looking downsteam); CRO station is also pictured.

The subglacial hydrological network beneath the Bossons glacier displays three outlets, which are located at altitudes of 2300 m asl (Creuse stream), 1760 m asl (Crosette stream) and 1450 m asl (Bossons stream), respectively (Fig. 2.1). These three proglacial rivers are tributaries of the Arve river. Godon et al. (2013) mapped subglacial catchments for each of the subglacial streams using geomorphological evidence and a hydrological model (Schaefli et al., 2005). Creuse stream mainly drains the Tacul glacier and Crosette stream subglacial catchment extends on the upper part of the Bossons glacier (1.43 km^2 beneath temperate ice and 5.64 km^2 beneath cold ice). The lowest outlet, Bossons stream, collects meltwater from a relatively small catchment (0.38 ± 0.12 km^2) with temperate basal ice and below the equilibrium line altitude (Fig. 2.1).

Nussbaumer and Zumbühl (2012) evaluated length variations of Bossons glacier from pictorial and written historical documents, and more recent measurements. Their results show a retreating trend since 1818, the end of Little Ice Age, to present day with transient maxima in 1854, 1892, 1921, 1941 and 1983. Using 2005 terminus position as reference, Bossons glacier has retreated by 1.5 km and 700 m from the 1818 and 1983 maxima, respectively. During the 2000-2010 period, the retreat rate of Bossons glacier is estimated to be ~ 50 $m.yr^{-1}$. The longitudinal profile of Bossons stream is formed upstream by a steep cascade reach (Fig. 2.2c) and downstream by a proglacial alluvial area, or sandur, with a more gentle slope (Fig. 2.4). The latter is called Plan des Eaux (PdE, literally french for plane with water). Within PdE, Bossons stream gradually flows through one well-defined channel (Fig. 2.2f), multiple meandering channels (Fig. 2.2d) and an unstable braided area (Fig. 2.2e). A stable and vegetated single channel constitutes the outlet of this proglacial area (Fig. 2.2g).

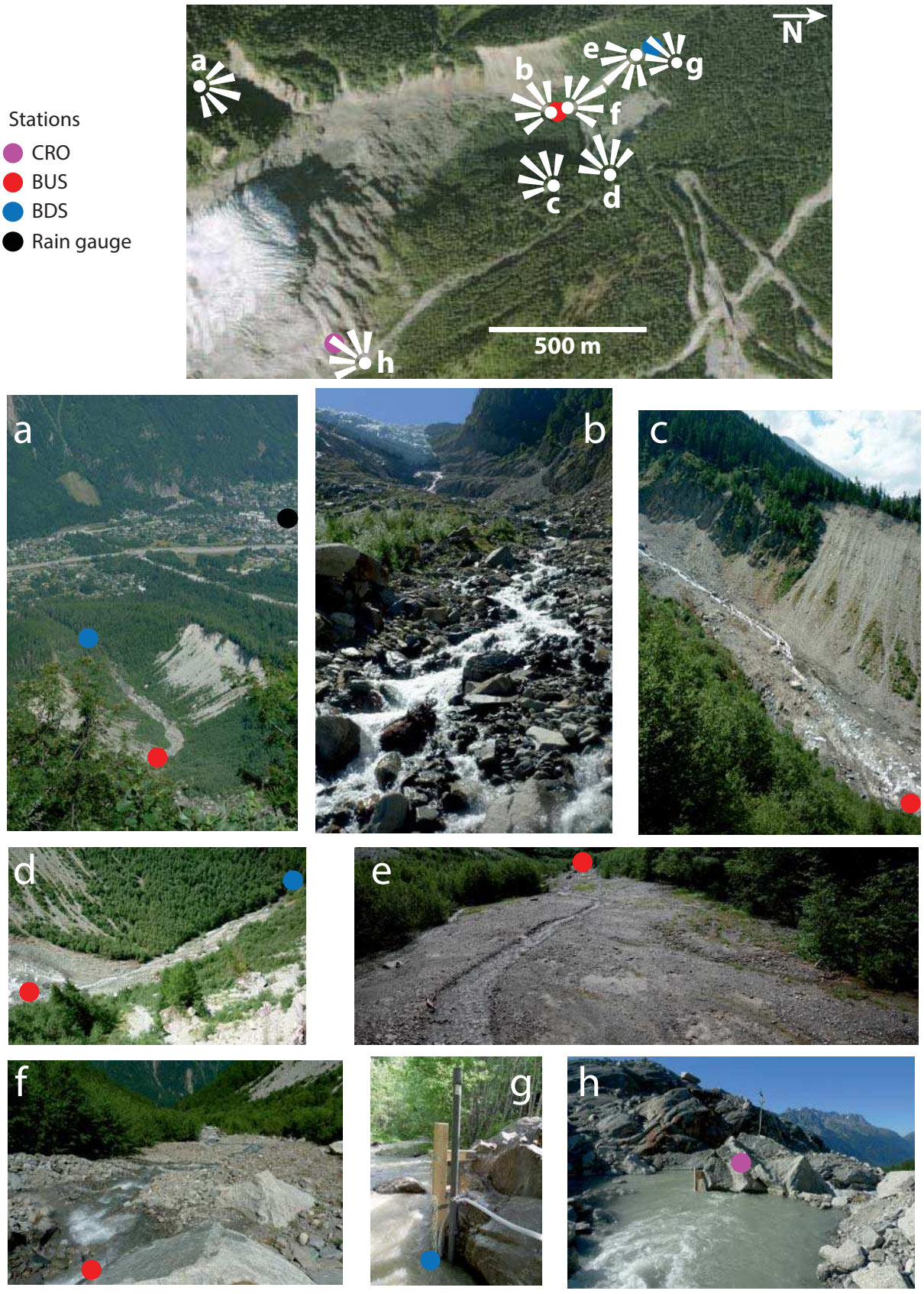


Figure 2.2 – Field pictures of the proglacial domain of the Bossons.

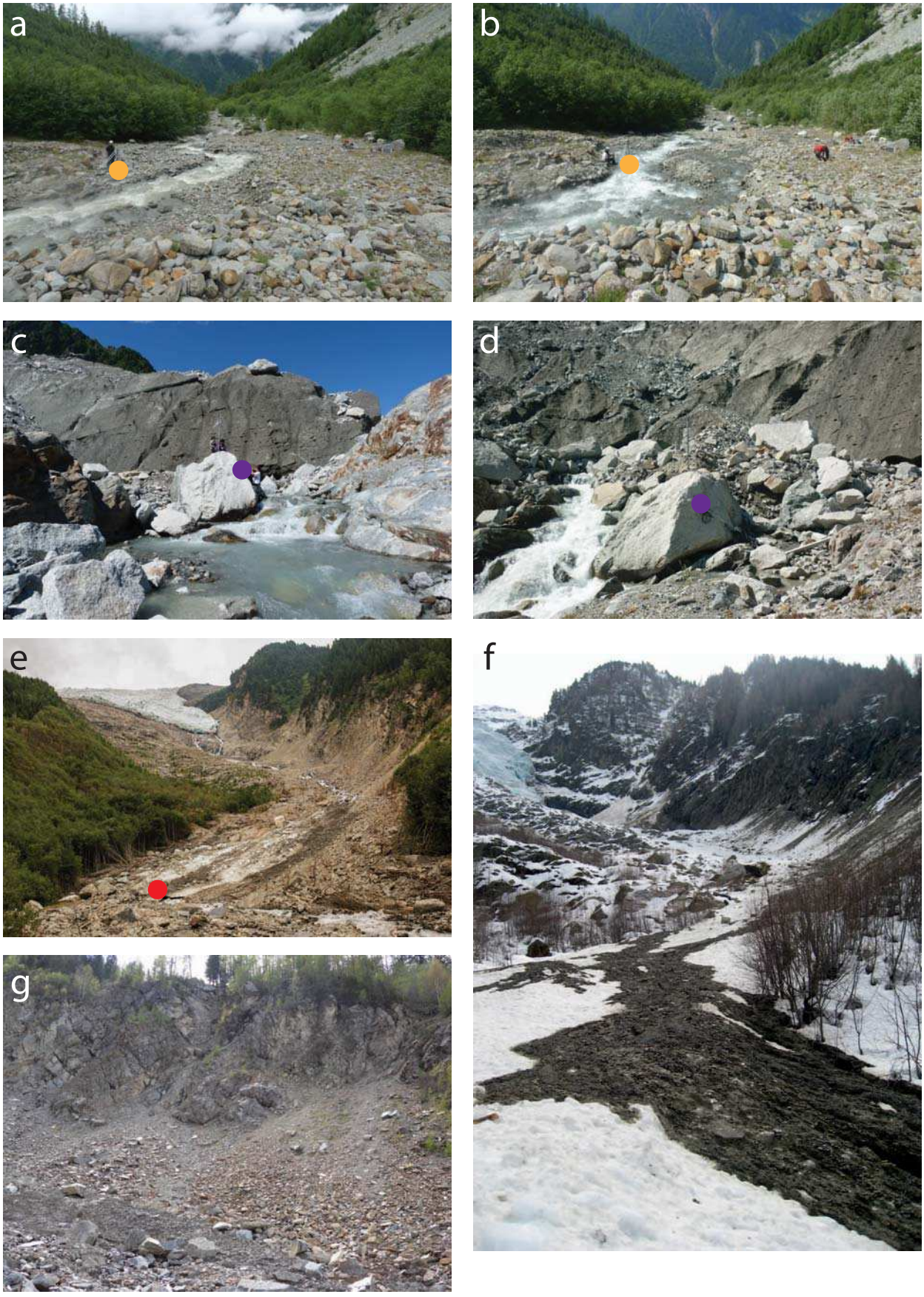


Figure 2.3 – Field pictures evidencing extreme events in the Bossons glacier catchment.

Figure 2.3 – Field pictures evidencing extreme events in the Bossons glacier catchment (opposite) Orange circle : Tripod of a temporary logger ; red circle : Bossons Upstream site (BUS); purple circle : Crosette station (CRO). General location is provided in Fig. 2.2 ; a-b, c-d and e-g are similar to Fig. 2.2f, Fig. 2.2h and Fig. 2.2b view points, respectively. a-b) Views of the sandur looking downstream taken on July 26th 2013 and July 29th 2013, respectively. A major storm occurred on July 28th. Note that the main channel has changed location whereas the tripod (orange circle) has not. c-d) Views of Bossons glacier snout at Crosette location taken on July 2013 and August 2015, respectively. Crosette station probes were buried by a debris-flow that occurred in late April 2015. e) View of the aftermath of an important serac fall that occurred on late June 2015. Note that BUS logger (red circle) is buried under ice and that vegetation was partially cleared by the event. f) Mudflow occurring above the avalanche cone during winter 2011. g) Rockfalls occurring on the right bank of the cascade reach.

Bossons stream sediment flux cannot be measured directly at the outlet of the subglacial drainage network because of difficult field conditions (Fig. 2.3, e.g. avalanche, serac, rockfalls, see relics of seracs on Fig. 2.2b and Fig. 2.3e) whereas Crosette stream can be more easily monitored (2.2h). A large surface of Bossons stream catchment was beneath ice only 30 years ago and the proglacial area gradually expands. By this peculiar configuration, Bossons glacier catchment make an interesting field laboratory to study present-day erosion processes.

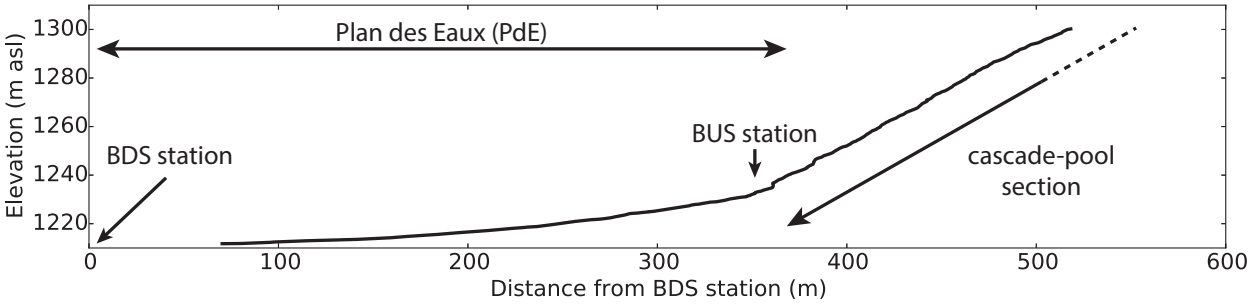


Figure 2.4 – Altitudinal profile of Bossons stream.

2.2.2 Data acquisition framework within Bossons glacier catchment

In the following, a conceptual model is formalized to take into account the different components of the total sediment flux from a glaciated catchment. Within such environment, the detrital flux corresponds to the amount of sediment transiting per unit of time and is the result of a debris cascade in which sources and transport path vary (Benn and Evans, 2010). Thaw-induced rockfalls provide supraglacial material that are transported by the glacier. Supraglacial sediment can be transferred to the glacier base by moulins and an active hydrological network (Chapter 1; Guillon et al., 2015a). Subglacial processes (i.e. plucking, abrasion) produce additional sediments that are transferred toward the glacier snout by the subglacial drainage system. At its outlet, the subglacial stream becomes a proglacial stream and flows through

the proglacial zone. In this area, paraglacial processes on deglaciated hillslopes and fluvial processes in a proglacial alluvial area take place (Fig. 2.5).

For Bossons glacier catchment, three sources contribute to the subglacial flux measured at the outlet of the drainage system : supraglacial rockwalls, supraglacial load and subglacial load (Fig. 2.5). Origin of the sediment flux measured at the glacial terminus can be carried out using lithological analysis (Godon et al., 2013) or Terrestrial Cosmogenic Nuclide concentrations (Chapter 1; Guillon et al., 2015a). In the proglacial domain, sources are the proglacial hillslopes and the proglacial valley sandur. In this alluvial area, bed and banks material are transported by advection and diffusion. Transfer from hillslope material to the proglacial stream is achieved by stochastic events (i.e. rockfalls, landslides, Fig. 2.3e-g) and diffusion (i.e. runoff). Therefore, proglacial hillslopes can solely provide material in a continuous way to the proglacial stream during rain events. Furthermore, the valley sides are only a sediment source, but the proglacial alluvial area may be a sink or a source (Fig. 2.5).

The sediment flux F at any location in Bossons proglacial stream is composed by two terms: the proglacial sediment flux, F_p, and the subglacial sediment flux, F_s. The latter originates from the subglacial network and pertains to the glacial sources described above. The proglacial sediment flux, F_p, accounts for proglacial sources : hillslopes and alluvia. F can be measured at any location x in the proglacial stream where x is a curvilinear abscissa positive in the stream-wise direction and equals to zero at the glacial snout (Fig. 2.5). Since the subglacial component F_s of the total flux F does not depend on the location : $F(x) = F_s + F_p(x)$.

Sediment flux upstream and downstream from any portion $[x_1, x_2]$ of the proglacial domain give venues to calculate the sediment balance $\Delta F = \Delta F_p$ in the considered area (Fig. 2.5). This flux balance allows for quantifying the sediment flux in the proglacial domain. If $F(x_1)$ and $F(x_2)$ are sediment flux at two different locations x_1 and x_2, provided that $x_2 > x_1$, an entering flux, F_{in}, and an exiting flux, F_{out}, in the $x_1 - x_2$ reach can be defined less formally. The flux balance ΔF is then:

$$\Delta F = F_{out} - F_{in} = \Delta F_p \tag{2.1}$$

in which each term is time-dependent. If ΔF is positive (negative), the entering flux is less (greater) than the exiting flux and the proglacial area provides (stocks) material, respectively. Hence, the relevant parameters for the analysis developed hereafter are the entering flux, F_{in}, the exiting flux, F_{out}, and the flux balance, ΔF. This last term is directly linked to the sedimentary behavior of the proglacial domain between the two measurement location.

Within Bossons stream catchment, upstream (x_1) and downstream (x_2) measurement locations are heavily constrained by field conditions and stream morphology. Serac and rock falls jeopardize any monitoring station located in the cascade reach, where turbulent flow furthermore impedes discharge or SSC estimations (Fig. 2.2b-c, Fig. 2.3e-g). The most upstream perennial monitoring station has thus to be placed at the PdE inlet. However, turbulent flow as well as channel migration (Fig. 2.3a-b) prevent a significant water level measurement at this location. A stable channel is not found before reaching PdE outlet and the upstream-most logger was set at this location by Godon (2013). Additionally, a station was installed at the glacial toe in Crosette stream to directly measure subglacial erosion (Fig. 2.2h). In the following, we develop a method using Crosette data to estimate the subglacial component of

Bossons stream sediment flux.

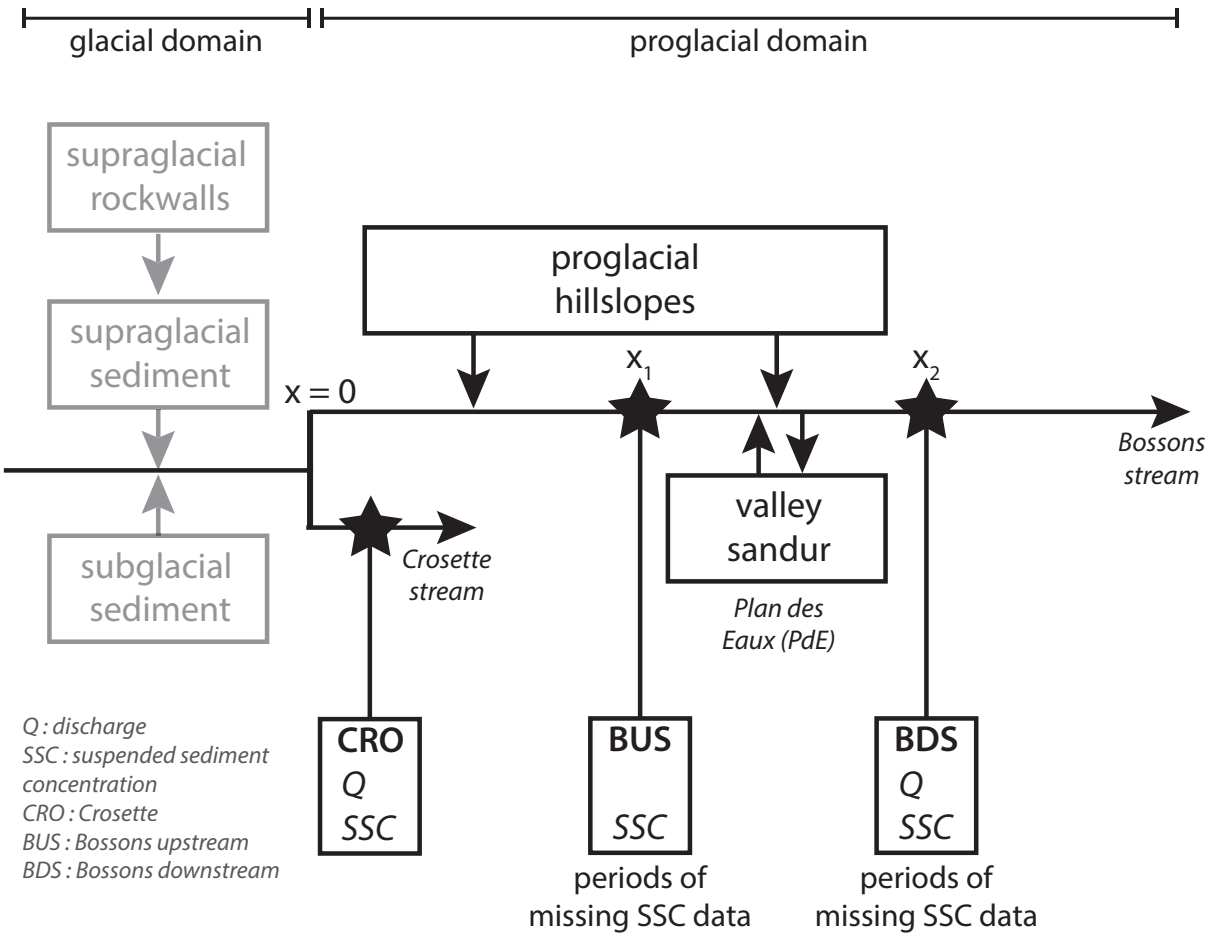


Figure 2.5 – Data framework in Bossons glacier catchment.

Location and measured parameters of monitoring apparatus deployed within Bossons catchment are displayed in Fig. 2.5; Fig. 2.2f-h provides context for each of them. The complexity of long-term monitoring in high-alpine catchment is illustrated by the Fig. 2.3. Bossons downstream station (BDS, Fig. 2.2g) is set at the PdE outlet. It logs nephelometric turbidity, water level and conductivity which allow to infer from rating curves Suspended Sediment Concentration (SSC), water discharge and dissolved solid concentration, respectively (Goupy, 2011, B.3). Bossons upstream station (BUS, Fig. 2.2h) only monitors SSC. It was greatly damaged by intense bedload transport in summer 2014 and partially buried beneath ice during an extreme serac fall in 2015 (Fig. 2.3e). Avalanches previously reached the station without wrecking it (see e.g. Fig. 2.3f). Crosette station (CRO, Fig. 2.2f) is the replica of BDS station and was positioned at the glacial snout. It was destroyed by a rock fall in spring 2015 (Fig. 2.3c-d) and previous apparatus was damaged by avalanches at the very same spot. Data from these stations have been made available to the community on Pangaea data repository (Appendix B.3, Guillon et al., 2015b, doi : 10.1594/PANGAEA.848151).

2.2.3 Estimating missing SSC data using linear regression models

The core quantities upon which our analysis is based are the estimate of suspended sediment fluxes (MT^{-1}) at each monitoring stations. The sediment flux is defined as the product of a water discharge Q and a SSC. However, SSC data went missing at BUS station due to an unfortunate memory loss and at BDS station due to clogging of the turbidity probe, either during low energy or highly concentrated flows. Conclusions drawn from incomplete dataset are unsatisfactory and a method to estimate any missing SSC concentration data is developed in the following.

Evaluation of missing SSC data at BUS and BDS station has been performed using a bi-linear approach with a one-week sliding window and multi-linear approach (Appendix C.4). The common principle of these two approaches is to take advantage of measurements performed at different locations within the same watershed. Data from each station are combined into a model in order to estimate the missing data. After a validation process against measured SSC data, the best model used to estimate missing BUS and BDS data were selected by comparing their outputs with the order of magnitude and daily variations of measured SSC data (Appendix C.4).

Q and SSC are linked by $\log_{10} Q - \log_{10}$ SSC relationships that evolve throughout the melt season (e.g. Gurnell et al., 1996). If such relations co-varies at each measurement location within the catchment, one interesting approach is to relate the temporal evolution of the parameters of these relations. This correlation serves as a model to estimate a $\log_{10} Q - \log_{10}$ SSC relation at a station during a period with missing data. This estimated $\log_{10} Q - \log_{10}$ SSC relation is then used to calculate the missing SSC data. This method takes into account time variability in the relation between discharge and sediment concentration. However, it provides the estimated parameters of a $\log_{10} Q - \log_{10}$ SSC relation, and not directly the missing data.

Multi-Linear Regressions (MLRs) were also performed on a varied set of parameters for BUS and BDS stations to estimate missing data (Fig. C.10). This approach relates one variable to a combination of other variables measured in the same catchment (e.g. Hodson and Ferguson, 1999). Output of such model are directly the missing SSC data and possible input parameters correspond to discharge and SSC measured at each station within Bossons catchment. Multiple sets of input parameters were tested and each model was compared against validation data.

The validation process shows that the MLR models outperform the bi-linear and time-varied approach. Hence, missing data at BUS and BDS stations are both evaluated using MLRs. BUS data are estimated from SSC measured at CRO and discharge measured at CRO and BDS stations. BDS missing data are estimated by a model using BDS discharge and BUS SSC.

2.2.4 Estimating PdE entering discharge using precipitation data

As discussed previously, field conditions in Bossons stream catchment prevent measurement of the discharge entering the sandur (Fig. 2.2c-2.5). Considering that we cannot calculate the PdE entering flux, F_{in}, without evaluating the PdE entering discharge, Q_{in}, a methodology is needed to estimate the PdE entering discharge. Meltwater runoff can be evaluated at some distance downstream from the glacier if the hydrological response of the proglacial zone to precipitations is estimated and removed from the measured discharge. Following the notation used when exposing the data acquisition framework, water discharge is measured at x_2 and we seek to estimate discharge at any upstream position x_1 (Fig. 2.5).

Let R be the surface runoff (L^3T^{-1}) occurring between x_1 and x_2 ($x_2 > x_1$) ; the following relation holds between R, the entering water discharge, $Q_{in} = Q(x_1)$, and the exiting water discharge, $Q_{out} = Q(x_2)$:

$$Q_{in} = Q_{out} - R \tag{2.2}$$

in which each term is time-dependent and with R positive during a precipitation event, null otherwise. Mass conservation is implied in (2.2) and groundwater flow is thought to be negligible compared to meltwater or precipitation runoffs.

Surface runoff R can be estimated using the rainfall P (LT^{-1}) , measured at a nearby meteorological station by using the rational method equation (e.g. Chow et al., 1988) :

$$R = C \cdot S_h \cdot P \tag{2.3}$$

in which, R and P are time-dependent and with C, a constant run-off coefficient, S_h, proglacial runoff area (L^2) between x_1 and x_2, and P, rainfall corrected from the regional precipitation lapse rate and catchment concentration time at x_2.

Data acquired at the meteorological station of Chamonix-Le Bouchet (1042 m asl) at $\sim$ 6 km from the PdE (mean elevation : 1220 m asl) were used to estimate discharge at BUS. Raw rainfall data provided by MeteoFrance are measured every 6 min using a tipping bucket rain gauge with a 0.2 mm accuracy. This means that if the rainfall P is smaller than 0.2 mm, the bucket will not tilt and this rainfall may be taken into account later. These data were linearly interpolated at 2 min to match the acquisition timestep of BDS and BUS loggers. However, during a precipitation event, a rainfall hiatus may arise due to the measurement threshold, thus to ensure a more continuous signal an additional smoothing was performed on interpolated data by convolving the rainfall signal with a 11 points long Hanning window (i.e. 22 min period).

From interpolated and smoothed rainfall data, runoff was calculated using the rational equation (2.3). A regional lapse rate of $\gamma = +3.50\%/100m$ (Corbel, 1963; Préfecture de la Haute-Savoie, 2002) was used to correct rainfall data for elevation. The runoff surface providing material directly to the PdE was evaluated from GIS mapping as $9.5\,10^4$ m^2 (Godon, 2013). This value corresponds to the surface of the proglacial hillslopes between the BUS and BDS stations. Bossons catchment concentration time at the PdE outlet (BDS logger) was computed from empirical formulae estimated for small rural or mountain catchments. Results are 6 min 39s (Kirpich, 1940), 8 min 24s (Pasini, 1914) and 5mn 43s (Chow et al., 1988). Since the

catchment concentration time at BDS and the raw rainfall data acquisition timestep (i.e. 6 min) are of the same order of magnitude, the processed rainfall data were not time shifted.

The runoff coefficient C is a critical parameter for any hydrological model. It may exhibit variability linked to hydrological (e.g. mean annual precipitation), geological (e.g. soil type, land use, permeability) and flood types (e.g. flash flood, snow melt, Merz et al., 2006; Merz and Blöschl, 2009; Norbiato et al., 2009. Merz et al. (2006) estimated as 0.4 ± 0.19 the mean event runoff coefficient for 95 Austrian alpine catchments and this value is selected for the runoff coefficient of Bossons glacier catchment.

The runoff coefficient only impacts the PdE entering flux, F_{in}. The relative errors on the time integration of F_{in} during precipitation events have been estimated for different values of the runoff coefficient (Fig. C.9). Within the range of credible values, the absolute relative errors do not exceed 20% and the runoff coefficient is thought to have a negligible impact on the flux analysis performed in this study.

Using the processed meteorological data, incoming flux F_{in}, proglacial flux balance, ΔF and exiting flux F_{out} can be evaluated. Similarly, M_{out}, M_{in} and ΔM sediment masses provided between t_0 and t_1 times by total sources, upstream sources, and PdE mass balance, can be estimated by numerical integration.

2.2.5 Separating hillslope and alluvia inputs using meteorological conditions

The proglacial flux is provided by proglacial alluvia and hillslopes and the respective contribution of each of these sources can be estimated using precipitation data. Direct runoff from precipitation is an efficient transport agent for proglacial hillslopes material. As rain water washes moraines and screes, additional fine particles can be eroded (e.g. Maizels, 2002). During precipitation events, sediment in the proglacial stream may be provided by subglacial sources, proglacial hillslopes or proglacial alluvia. During a dry period, only subglacial sources and proglacial alluvia deliver material to the stream. Therefore, separating flux estimations by meteorological conditions gives venues to separate sandur inputs and hillslopes inputs to the total sediment flux.

To discriminate between dry period and precipitation events, we used rainfall data measured at the Chamonix-Le Bouchet station. The rain detection threshold was adjusted from 0.2 to 0.0667 mm ($0.0667 \simeq 0.2/3$) in order to match the linear interpolation from 6 to 2 min. Values below this threshold correspond to artifacts resulting from the smoothing process and were ignored (Fig. C.7).

Sediment flux were separated manually and automatically using meteorological condition. Joint examination of discharge, turbidity and rainfall signals was carried out to manually select periods thought to be associated with a precipitation event. The automatic selection uses only rainfall data and its coherence was assessed by comparing integration results from both approaches. Relative errors on the integration for each sediment flux are estimated from a reference run and for values of rain detection threshold between 0.01 and 0.2 mm (Fig. C.8).

The reference run corresponds to manually selected rainfall peaks and to a runoff coefficient of 0.4. At the 0.667 mm detection level (highlighted in gray in Fig. C.8), relative errors on outflux and influx during rain event, and outflux and influx during dry periods are +16%, -14%, -6%, and +3%, respectively. The automatic picking of rain periods over-estimates entering flux and under-estimates exiting flux during precipitations. However, considering the important uncertainties already associated with flux estimation, these relative errors are thought to be acceptable and the auto-detection method appears to be efficient.

2.2.6 Uncertainty estimation

Rainfall data are used both to separate flux measurement by meteorological conditions and to estimate flux entering PdE. However, a significant distance exists between the locations of rainfall and discharge measurements. Hence, the measured discharge response to the rainfall measurement is randomly lagging or advancing due to short-scale variations in atmospheric parameters (e.g. wind directions, temperatures). Nonetheless, if this effect may be significant at the event scale, it becomes negligible when considering flux integration at the year scale. The signal processing of the meltwater discharge provides an alternative way to detect rain within a glaciated catchment; this approach is described in Appendix C.6.

A detailed analysis of uncertainties related to the evaluation of sediment yield from turbidity measurements suggests that the main uncertainty components arise from sediment concentration and discharge estimations (Navratil et al., 2011). These are indirectly evaluated through rating curves that may exhibit variations during as few as several days (Stott and Mount, 2007). Nonetheless, our analysis does not include several evaluations of the SSC vs turbidity rating curve or of the stage-discharge relationship. Suspended sediment yield estimation also depends on sampling frequencies as sediment pulses may be an important component of sediment export (Warburton, 1990). However, the high sampling frequency (timestep = 2 min) used in this study follows the latest methodological recommendations (Orwin et al., 2010) and allows capturing most of these pulses.

Uncertainties and errors were propagated from the initial rating curve measurements to the rating curve parameters. They were then passed from the rating curve parameters to the direct measurements of turbidity and water level (Appendix C.2). Uncertainties on discharge and SSC are thus taken into account as completely as possible. Further uncertainties resulting from the missing data estimation process have been accordingly considered. Additionally, a Monte-Carlo simulation was performed on the flux integration to generate final uncertainties on sediment mass. The values of the uncertainties are indicated in Table 2.1-2.3. 40% of the estimates have uncertainties greater than 33% and we believe that these estimates of the sediment masses are conservative.

2.3 Results

In the following, we analyze the applicability of our methodology that combines one discharge measurement, two concentrations measurements and one rainfall measurement on data acquired downstream from Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France, Guillon et al., 2015b). Discharge data were acquired at $x_2 = 1.5$ km from Bossons glacier. Concentration data were acquired at $x_2 = 1.5$ km (BDS station) and $x_1 = 1.15$ km (BUS station), respectively ($\Delta x = 350$ m). BDS data are measured every 2 min since June 2013. BUS suspended sediment concentrations (SSC) were monitored from May 6th to October 17th 2013; , data were lost between July 31st and August 24th. Additional details on acquisition and calibration are provided in Appendix B.3.

In addition, to further constrain our analysis we present hereafter data from another subglacial stream draining the Bossons glacier, the Crosette stream. The latter drains an other and more extended subglacial catchment of Bossons glacier (1.43 km^2, Godon et al., 2013). The CRO station was installed on June 26th 2013 to monitor discharge and SSC at the glacial terminus (i.e. $x = 0$). This datalogger thus directly monitors the subglacial sediment flux F_s.

In the following, the 2013 data give venues to : (i) comparing Bossons and Crosette streams data; (ii) assessing the relations between discharge and sediment concentrations; (iii) estimating the flux balance in the valley sandur as well as (iv) the sediment export during the melt season;

2.3.1 Comparison between Crosette and Bossons streams measurements

Discharge and SSC are monitored with high frequency at Crosette (CRO) and Bossons downstream (BDS) stations since 26th June 2013. Fig. 2.6 and Fig. 2.7 only show results for one year (26th June 2013 to 26th June 2014). Measurements at Bossons downstream (BDS) and Bossons upstream (BUS) stations performed during 2013 are presented in Fig. 2.8; data discontinuity is related to probe clogging and power issues.

Crosette stream is the main outlet of Bossons glacier subglacial drainage network (0.89 m^3.s^{-1} mean annual discharge). Discharge at Crosette and Bossons streams exhibits similar variations and reflects the classical description of an alpine glacio-hydrological system (e.g. Rothlisberger and Lang, 1987). Meltwater runoff in Bossons and Crosette streams shows a daily periodic component linked to daily variation of the incoming insolation (e.g. Paterson, 1994). This high frequency signal is superimposed on a seasonal variation evidenced by the matching pattern between temperature (dashed-line on Fig. 2.6-2.7 bottom) and discharge throughout the year. An abrupt increase (a spring event, e.g. Rothlisberger and Lang, 1987) due to rising air temperatures is observed in late May 2014 and is synchronous on the two streams with mean discharges increasing over 3 days from ∼2 to ∼4 m^3.s^{-1} for Crosette stream, and from 0.15 to 0.25 m^3.s^{-1} and Bossons streams. The maximum discharges of this event correspond to 10 and 0.5 m^3.s^{-1} for Crosette and Bossons streams, respectively. Discharges of

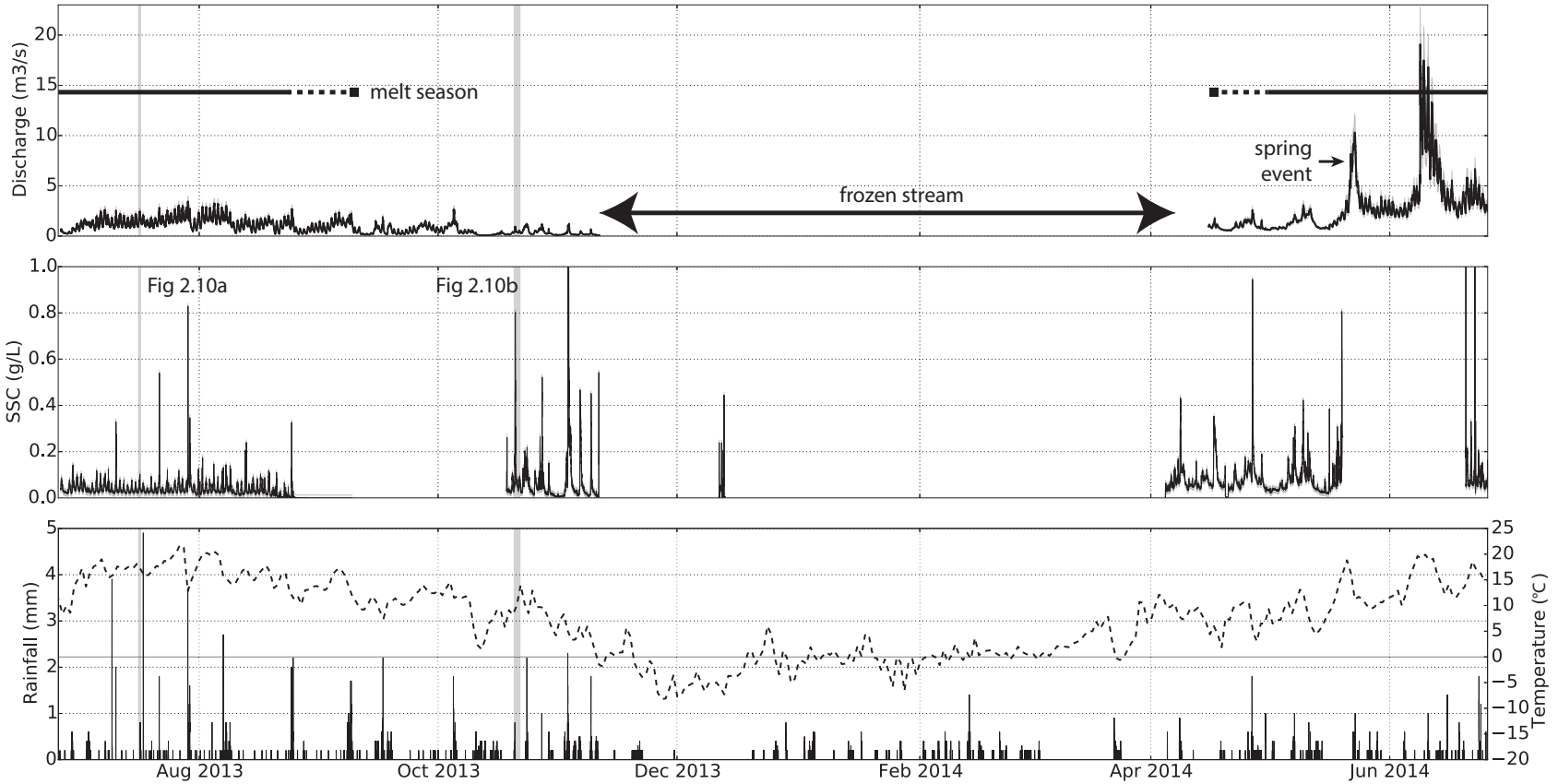


Figure 2.6 – Hydro-sedimentary data measured at the Crosette station (CRO) from June 2013 to June 2014. The envelope represents uncertainties. The melt season duration is reported with a conservative estimate. Missing data during winter months are linked to frozen probe; SSC data may also be missing throughout the year due to probe clogging.

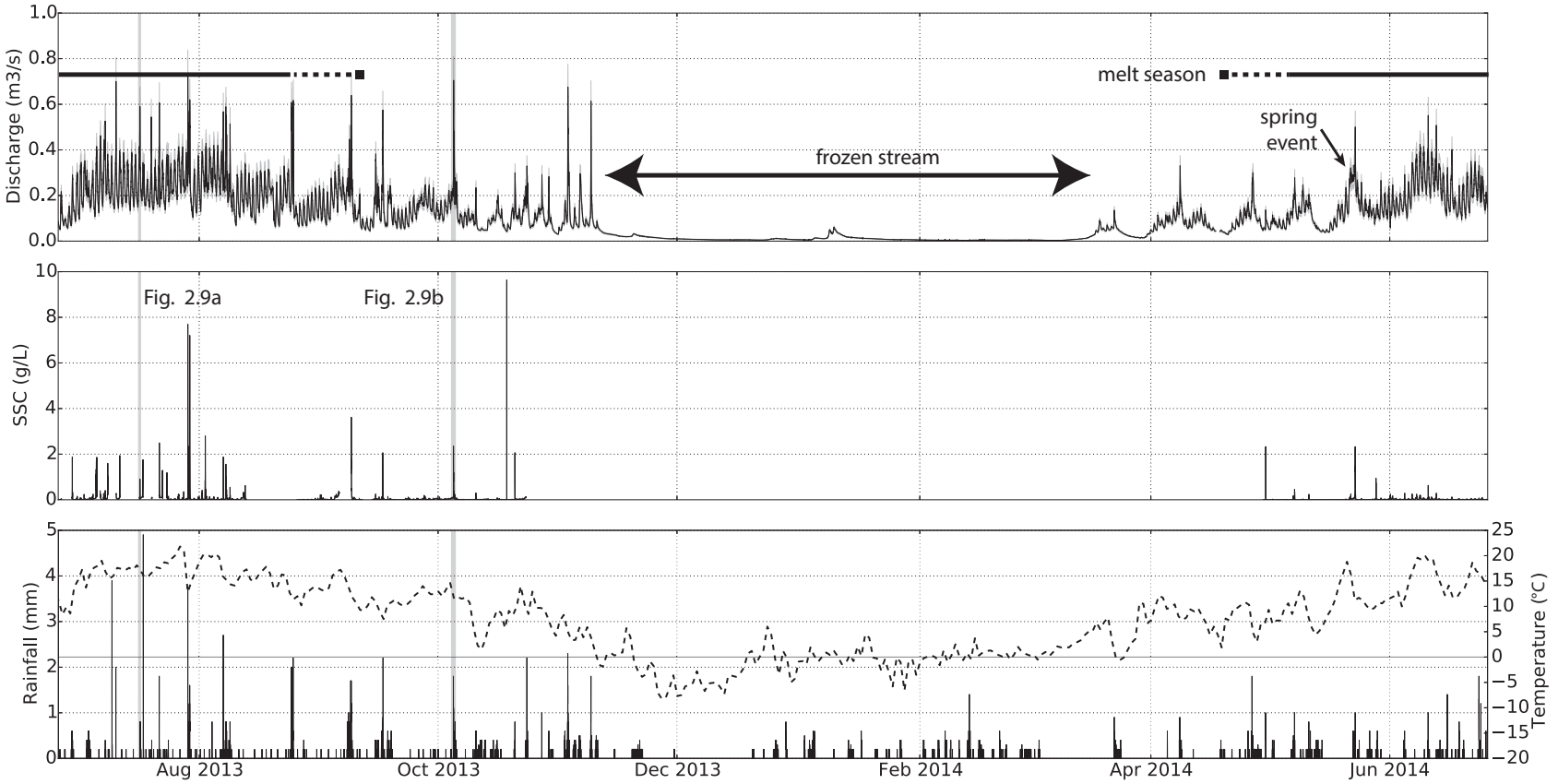


Figure 2.7 – Hydrosedimentary data measured at the Bossons downstream station (BDS) from June 2013 to June 2014. The envelope represents uncertainties. The melt season duration is reported with a conservative estimate. Missing data during winter months are linked to frozen probe; SSC data may also be missing throughout the year due to probe clogging.

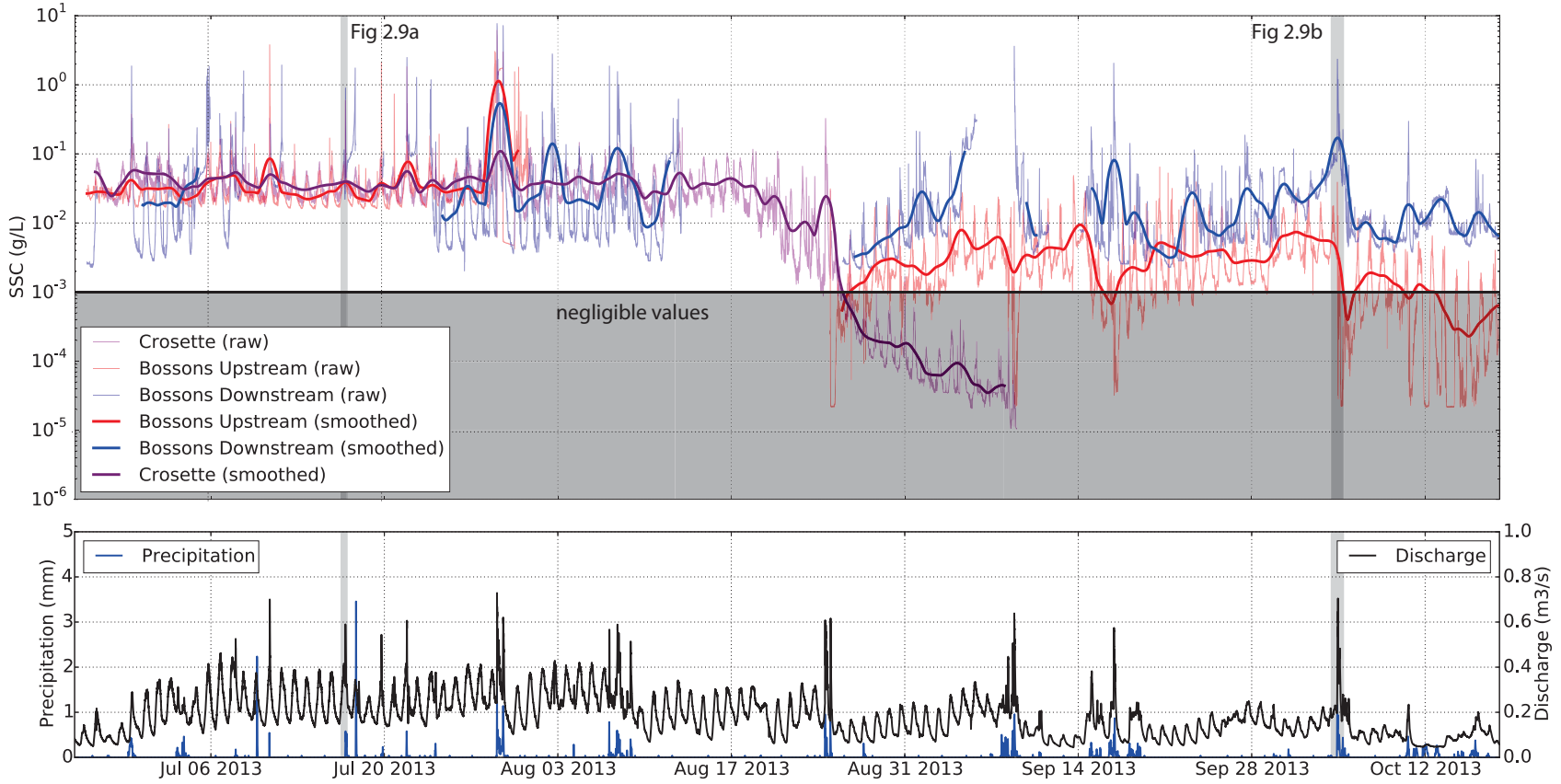


Figure 2.8 – Data measured at Bossons Upstream (BUS) and Bossons Downstream (BDS) stations during summer 2013. Rainfall measured at Chamonix is also shown. SSC measured at Bossons Upstream (BUS), Bossons Downstream (BDS) and Crosette (CRO) stations during summer 2013. Data have been smoothed with a two-day long window to better display the change in order of magnitude at CRO and BUS between July and September/October which is thought to be linked to the closing of the distributed meltwater drainage network beneath Bossons Glacier.

the two streams then progressively increase to their maxima in July and gradually decrease from August to September/October as air temperature declines (Fig. 2.6-2.7).

Suspended sediment concentrations (SSC) show discrepancies between Crosette and Bossons stream. A difference also exists between concentrations measured upstream (BUS station) and downstream (BDS station) from the PdE valley sandur (Fig. 2.8). During the melt season, SSC in both streams exhibits a daily variation linked to the dynamic of the glacio-hydrological system. All measured SSC stay within the same order of magnitude (~ 0.05 g.L^{-1}). However, the concentration downstream from the PdE (BDS) is lower than upstream (BUS) or at the glacial terminus (CRO). From mid August to early September, SSC measured at the outlet of the subglacial drainage network (CRO) shows a marked decrease of 2 orders of magnitude . At the BUS station, measurements exhibit a decrease of one to two orders of magnitude between July and October, but the detailed timing of this decrease is unknown due to missing data. Conversely, SSC measured at BDS station displays at most a one-order of magnitude decrease from July to October. The change in order of magnitude at CRO and BUS stations between July and September/October can be linked to the closing of the distributed meltwater drainage network beneath Bossons Glacier.

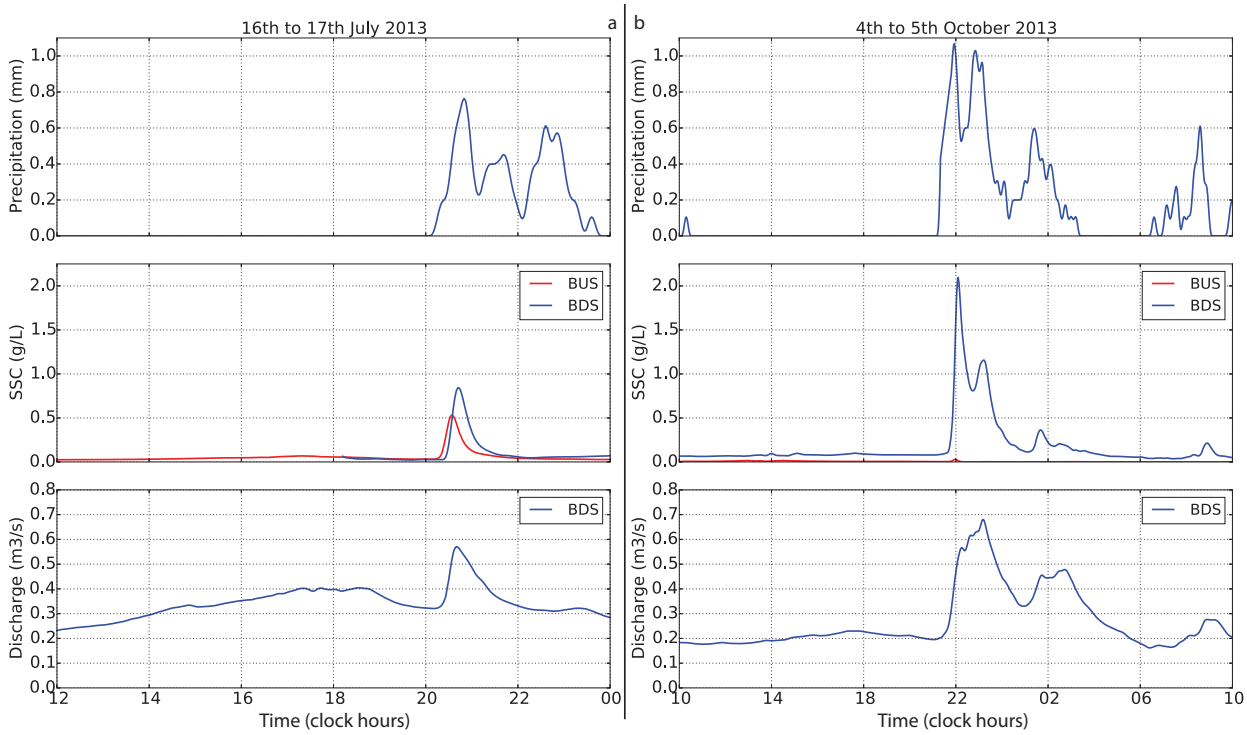


Figure 2.9 – Response of Bossons stream to a precipitation event during summer and autumn. a) Response to a summer storm occurring the 16/17th July 2013. SSC response to rain is one order of magnitude higher than the SSC peak associated with meltwater. b) Response of Bossons stream to a rain event occurring the 4/5th October 2013. BUS station SSC shows zero response whereas SSC at BDS station exhibits a well defined peak, one order of magnitude higher than the SSC peak associated with meltwater.

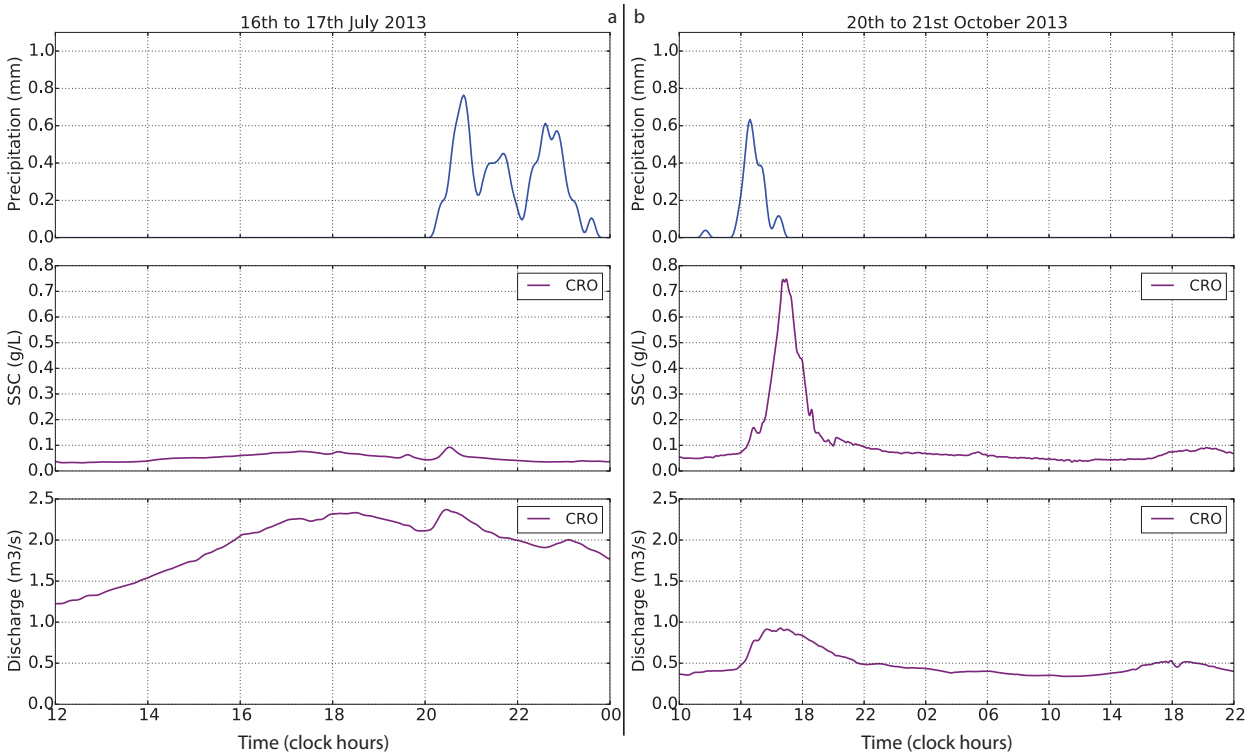


Figure 2.10 – Typical response of Crosette stream (CRO station) to precipitation events during summer and autumn. a) Response to a storm occurring the 16/17th July 2013. SSC and discharge responses to rain are of the same order of magnitude than SSC responses to daily melt-water flood. b) Response of Crosette stream to a rain event occurring the 20th/21st October 2013. SSC exhibits a well defined peak, one order of magnitude higher than the SSC peak associated with meltwater.

Difference between Bossons and Crosette hydro-sedimentary systems is evidenced by their respective response to precipitation impulse. Fig. 2.9 exemplifies the discharge increase of Bossons stream during precipitation events. During the melt season (Fig. 2.9a), the SSC response to a rain event at BUS and BDS stations are alike and are one order of magnitude greater than the response to the daily melt water flood. However, after the end of the melt season (Fig. 2.9b), only SSC at BDS shows a clear response to precipitation event. Conversely, the melt season rain response of Crosette stream in discharge and SSC are only of the same order of magnitude than responses to daily glacial flood, with values close to 0.9 $g.L^{-1}$ and 2.4 $m^3.s^{-1}$ (Fig. 2.10a). Nonetheless, in autumn, sharp discharge peaks associated with important SSC correlates with precipitation events.

2.3.2 Relation between suspended sediment concentration and discharge

Information about sediment dynamics, in particular availability, is provided by the temporal evolution of the $\log_{10} Q - \log_{10}$ SSC (i.e. logarithm of the discharge vs logarithm of the SSC). Fig. 2.11 is a log-log scatter plot of discharge vs SSC in which colors represent one week in the dataset for each station (BUS, CRO and BDS) from late June (violet) to mid October (red). A detail for one week at BDS station is presented in Fig. 2.12. Hysteresis intensity of the log-log relationships has been estimated by integration with a 8 hours moving window (Fig. 2.13a). Positive and negative values of such integral correspond to clockwise and anti-clockwise hysteresis, respectively. Slope, intercept and correlation of each weekly point cluster have been quantified using a linear regression with a one-week moving window throughout the season (Fig. 2.13b-d).

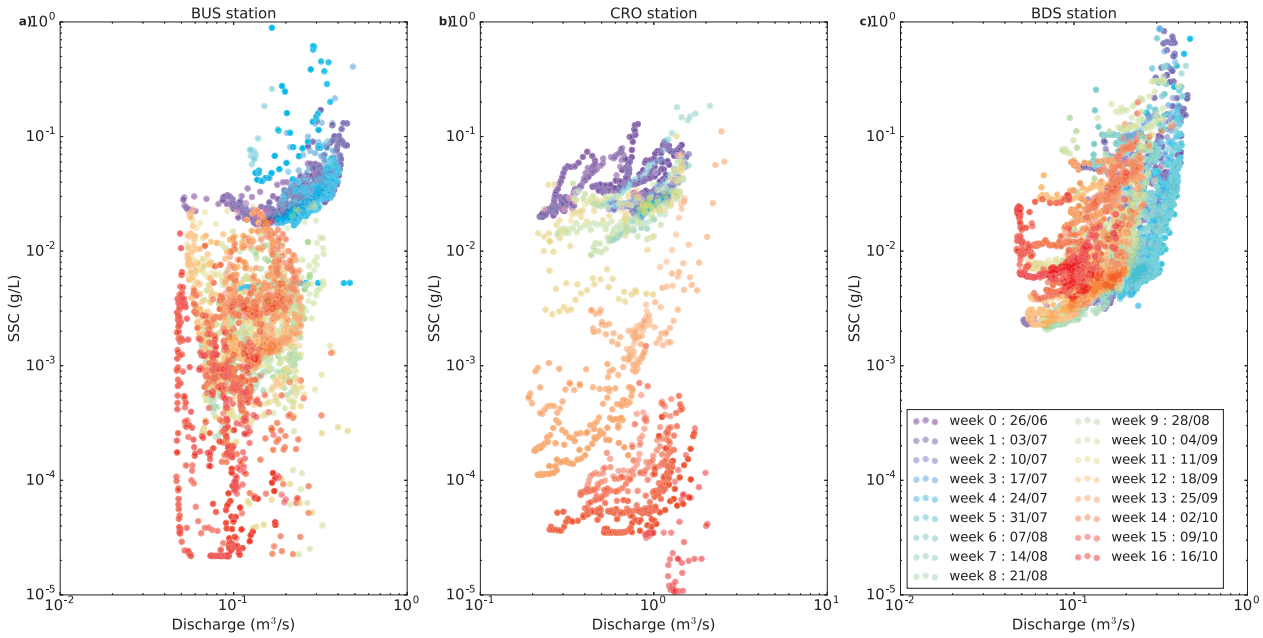


Figure 2.11 – Relation between discharge and SSC at BUS, CRO and BDS stations. Each point on the following log-log graphs represents a one hour average of our data. Colors represent the evolution by week throughout the respective dataset from violet to red for the early and late season, respectively. Oblique points clusters represent strong linear relationship, vertical clusters indicate lack of dependency on discharge from SSC where as horizontal clusters are linked to a stream already exporting as much as possible from the sediment supply. a) BUS station; b) CRO station; c) BDS station.

Measurements at CRO and BUS exhibit similar temporal evolution whereas BDS measurements show a clear difference. At the week scale, a daily hysteresis can be observed (Fig. 2.12) and the overall evolution of the SSC vs Q relationship appears complex. In the following, our analysis is limited to the week scale in order to compare measurements at the different locations. From the melt season viewpoint, no significant hysteresis appears at BUS,

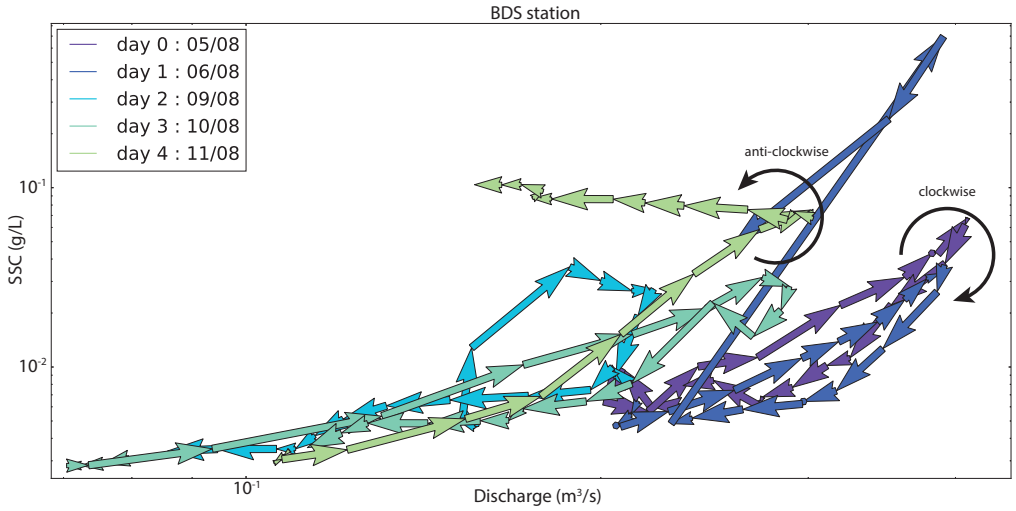


Figure 2.12 – Relation between discharge and SSC at BDS station during one week. Each point on this log-log graph represents a one hour average of our data. Colors represent the evolution throughout one week from violet to red.

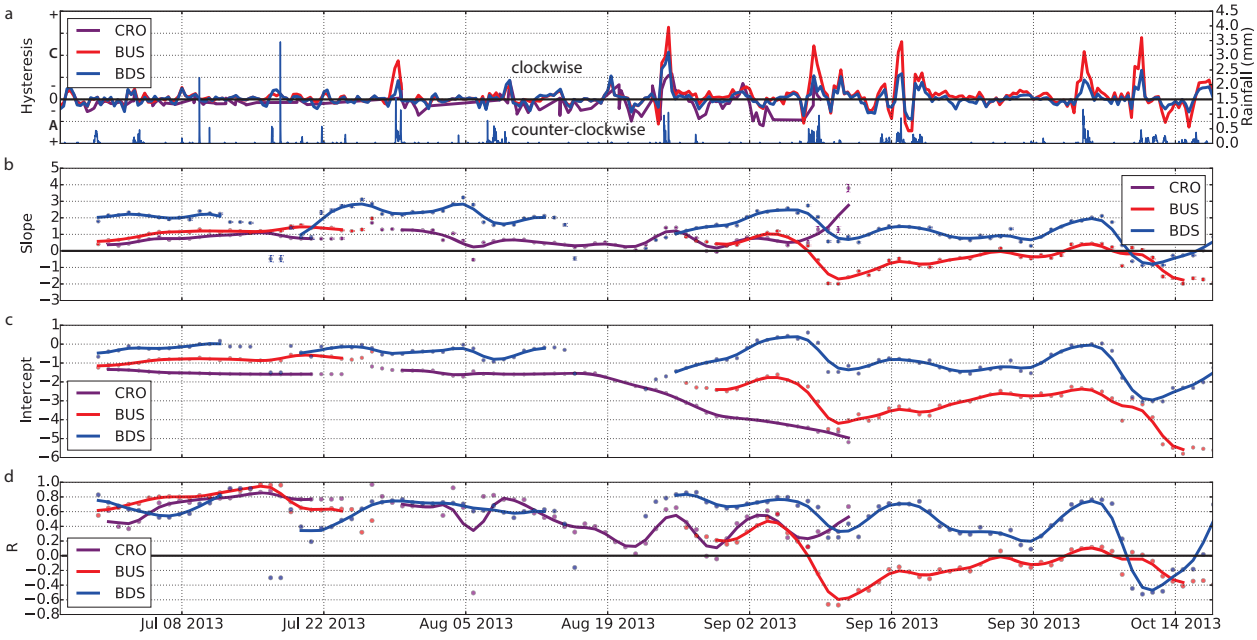


Figure 2.13 – Evolution of slopes, intercepts and correlation coefficient for the log Q - log SSC relationships. Each point on the following graph represents the linear regression for log Q and log SSC data in a one-week moving window. a) Hysteresis value estimated by integration b) Slope of the linear relations; c) Intercepts of the linear relations; d) Correlation coefficients. Pearson's R correlation coefficient is a proxy for points cluster fuzziness : values close to one indicate a significant linear relationship, whereas values close to zero indicates fuzzy cluster without significant linear relationship.

CRO and BDS (Fig.2.11, violet and blue clusters) : hysteresis value is low, slopes and intercepts do not significantly vary and point clusters are not fuzzy (Fig. 2.13). During August and in September-October, intercepts at BUS and CRO significantly decrease (Fig. 2.13c). This reflects the diminution in order of magnitude evidenced in Fig. 2.8. The point clusters become significantly fuzzier leading to negative slopes for BUS data (Fig. 2.11, Fig. 2.13). Conversely, during this period, BDS data exhibit less variation in cluster fuzziness, slope and intercept (Fig. 2.11, Fig. 2.13b-d). Throughout the season, the cycle of hysteresis at CRO is mainly counter-clockwise whereas BUS and BDS data do not exhibit a clear dominance for one or another side. Nonetheless, precipitation events lead to significant clockwise hysteresis both during and after the melt season. Such a pattern has already been associated with short-distance transport of sediment stock readily available for transport and exhausting itself during a flood (e.g. Lenzi and Marchi, 2000).

2.3.3 Flux balance of the valley sandur

Estimates of flux entering and exiting the PdE, and of the PdE flux balance underlines the sediment dynamic in the proglacial area (Fig. 2.14). Bossons stream hydro-sedimentary system exhibits a different behavior during and after the melt season. In the middle of the ablation season (July/August), the incoming flux (red in Fig. 2.14) is higher than the exiting flux (blue in Fig. 2.14), leading to a mostly negative PdE flux difference (green in Fig. 2.14). Nonetheless, during high flows associated with daily peaks of meltwater runoff or precipitations (highlighted in blue in Fig. 2.14A,B), the PdE releases sediment and becomes a source. In the latter case, PdE flux significantly exceeds the entering flux from upstream sources. Note that the channel migration evidenced in Fig. 2.3 and pertaining to the decennial event of July 28th 2013 is linked to the maximum exiting flux measured : $\sim$4 times greater than the second highest value (Fig. 2.1).

As soon as late August, the entering flux reduces and the hydro-sedimentary system response is totally different. During a typical day without precipitation, a gradual increase of the influx associated with deposition in the PdE (i.e. negative balance) is first observed (Fig. 2.14B). Later during the day, the PdE balance becomes positive (i.e. PdE is a source) and dominates the export. During precipitation events, the incoming flux stays at a low level (Fig. 2.14B) and the exiting flux is mostly composed by PdE material.

2.3.4 Sediment export during 2013 melt season

Proglacial fluxes entering and exiting the PdE, and subglacial flux from CRO station have been separated by meteorological condition (i.e. precipitation events or dry periods) and integrated. The resulting masses are reported in Table 2.1 and Table 2.2, for BUS and BDS, raw and processed data, respectively, and Table 2.3 for CRO data. The integration was performed on the first and last months of available data, the melt season and the complete data set. Incomplete and completed data integrations (Table 2.1-2.2) exhibit a two-fold difference in total exported mass and highlight the importance of estimating missing data. Only the CRO

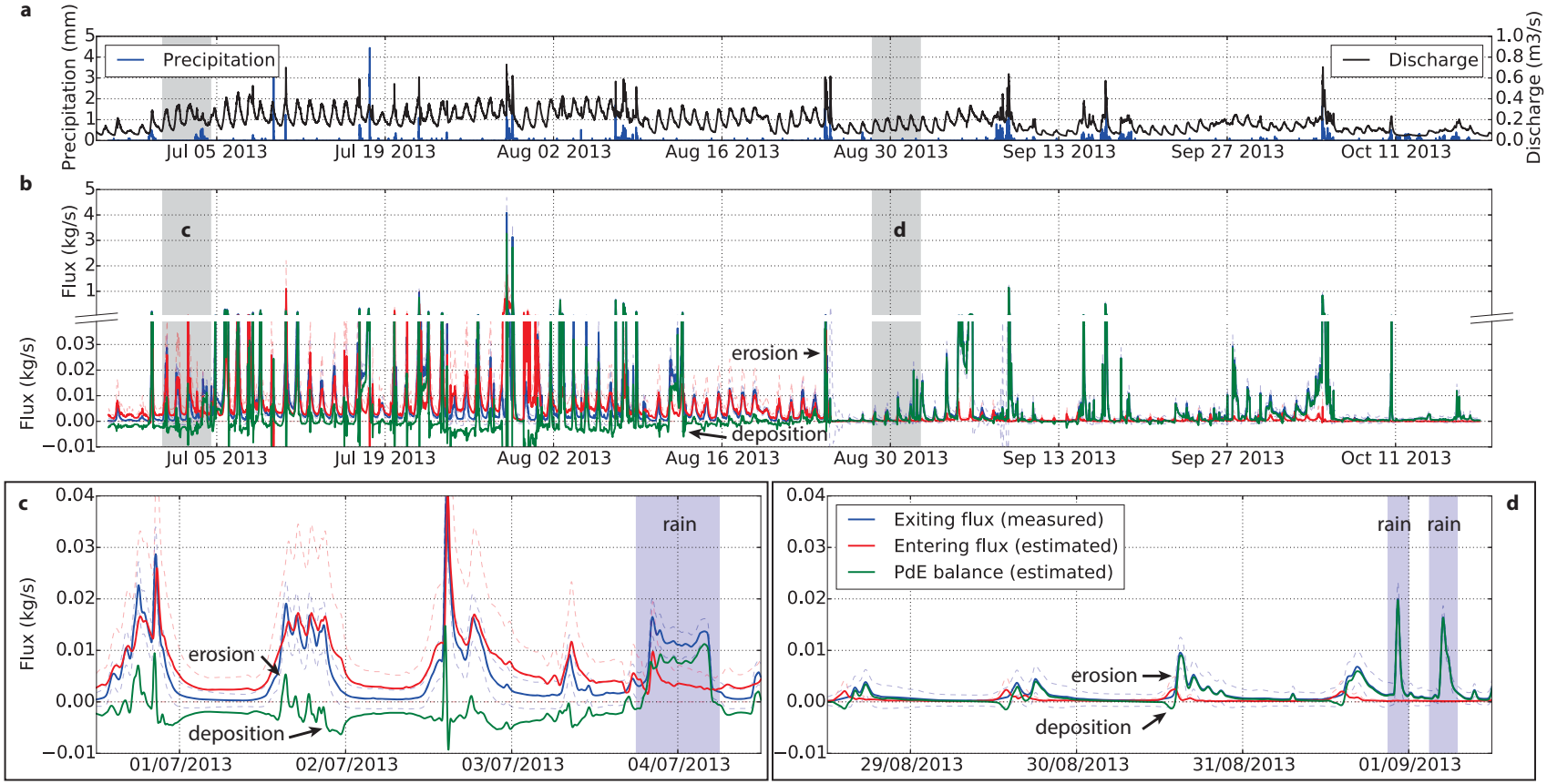


Figure 2.14 – Sedimentary flux at BDS, BUS station and within PdE from July to October 2013. a) Discharge measured at BDS station and precipitation data measured at Chamonix; b) Flux entering (red), within (green) and exiting (blue) PdE. The PdE flux balance is mainly negative during July. Conversely, it is mainly positive during September/October. c) and d) are highlighted in gray; c) Flux from July 1st to July 4th 2013. The PdE flux balance is mainly negative except during high flows associated with daily melt runoff or precipitation events (highlighted in blue); d) Flux from August 29th to September 1st 2013. Influx (red) and outflux (blue) exhibit a phase shift that causes the PdE flux to be negative. Influx is lower than during summer and PdE flux is positive during high flows associated with daily melt runoff and precipitation events (highlighted in blue).

complete data set and the partially estimated data from BUS and BDS are discussed in the following.

Masses of sediment exported by Bossons stream further underline a change in sediment dynamic during and after the melt season (Table 2.2). Total export during the first melt season month (June-July) and the last autumn month (September-October) differs by a factor 3 (34.5 ± 8.48 and 11.8 ± 4.70 t, respectively) and melt season export corresponds to ∼90% of the total export. During dry periods of the melt season, sediment masses entering and exiting the PdE are similar given their respective uncertainties : 47.4 ± 17.1 and 57.7 ± 18.6 t, respectively. Precipitation events that occurred during the melt season tend to have less impact on the upstream than on the downstream export. The latter is two times greater than the former (23.4 ± 3.67 and 41.3 ± 7.99 t, respectively). After the end of the melt season, entering and exiting masses significantly differ (0.9 ± 3 and 5.6 ± 3.6 t, respectively) and the first one is meaningless considering the associated uncertainties. The entering flux is low during autumn precipitation events (e.g. Fig. 2.9b). In particular, the upstream input during rain is then negligible in comparison to the exiting mass during the same period : 0.03 ± 0.3 and 6.2 ± 1.1 t, respectively.

By comparison, Crosette stream is less influenced by precipitation events. Bossons stream export at BDS station during rain event corresponds to ∼44% of the total export whereas Crosette stream export pertaining to precipitation represents ∼13% of its export. Additionally, Crosette stream total export is three times greater than Bossons stream one (307.9 ± 116.2 and 114.3 ± 32.24 t, respectively). Nonetheless, Crosette stream has a a lower total sediment yield than Bossons stream one during the period considered (215.3 ± 81.26 and 300.8 ± 92.20 $t.km^{-2}$, respectively).

	First month 26/06 to 26/07	Last month 18/09 to 18/10	Melt season 26/06 to 15/09	Complete data set 26/06 to 18/10
Total exported mass (10^3 kg)	27.0 ± 5.87	11.9 ± 4.75	39.2 ± 9.47	54.3 ± 15.0
Exported mass during rain events (10^3 kg)	4.5 ± 0.75	6.3 ± 1.1	8.7 ± 1.4	17.7 ± 3.06
Exported mass during dry periods (10^3 kg)	22.5 ± 5.15	5.6 ± 3.5	30.6 ± 8.00	36.8 ± 12.0
Entering mass during rain events (10^3 kg)	2.2 ± 0.41	0.03 ± 0.3	2.2 ± 0.49	2.3 ± 0.90
Entering mass during dry periods (10^3 kg)	10.6 ± 3.65	0.9 ± 3	12.1 ± 6.05	13.0 ± 10.0

Table 2.1 – Sediment mass for the first month, last month and complete dataset taking into account only the available data for Bossons stream. Entering mass refers to flux entering the PdE (BUS station). Exiting mass refers to flux exiting the PdE (BDS station).

	First month 26/06 to 26/07	Last month 18/09 to 18/10	Melt season 26/06 to 15/09	Complete data set 26/06 to 18/10
Total exported mass (10^3 kg)	35.4 ± 8.48	11.8 ± 4.70	99.1 ± 26.6	114.3 ± 32.24
Exported mass during rain events (10^3 kg)	4.7 ± 0.83	6.2 ± 1.1	41.3 ± 7.99	50.4 ± 9.65
Exported mass during dry periods (10^3 kg)	30.7 ± 7.61	5.6 ± 3.6	57.7 ± 18.6	64.0 ± 22.5
Entering mass during rain events (10^3 kg)	2.6 ± 0.49	0.03 ± 0.3	23.4 ± 3.67	23.4 ± 4.07
Entering mass during dry periods (10^3 kg)	21.4 ± 7.47	0.9 ± 3	47.4 ± 17.1	48.3 ± 20.8

Table 2.2 – Sediment mass for the first month, last month and complete dataset of data for Bossons stream. Missing SSC data have been extrapolated using other stations data in a multivariate linear model. Entering mass refers to flux entering the PdE (BUS station). Exiting mass refers to flux exiting the PdE (BDS station).

	First month 26/06 to 26/07	Last month 09/08 to 09/09	Complete data set 26/06 to 18/10
Total exported mass (10^3 kg)	139.1 ± 45.69	53.3 ± 36.7	307.9 ± 116.2
Exported mass during rain events (10^3 kg)	8.6 ± 2.5	4.0 ± 2.1	41.2 ± 10.7
Exported mass during dry periods (10^3 kg)	130.6 ± 43.10	49.1 ± 34.6	267.0 ± 106.1

Table 2.3 – Sediment exports for the first month, last month and complete dataset of available data from the CRO station located at the glacial snout.

2.4 Discussion

High temporal resolution for data acquisition allows to decipher erosion processes inducing sub-daily fluctuations in the sediment fluxes. It allows separating inputs resulting from subglacial dynamics response to meltwater or from hillslopes response to precipitations. This can be underlined by comparing high-resolution and two-day smoothed (Fig. 2.8) data; on the latter only events linked to extreme conditions (decennial flood on July 27th, extreme warm day on August 25th) are well defined. With a one-hour acquisition timestep, most of flood events displayed on Fig. 2.7-2.8 would be sampled with one or two points and could not be significantly discussed.

High-resolution hydro-sedimentary data allow comparison with high-resolution precipitation data. Nonetheless, obtaining precipitation data directly on the studied area may be difficult or even impossible. Additionally, time lags between precipitation and discharge data are observed (e.g. Fig. 2.10b). These are linked to the lag between precipitation measurement in the Chamonix valley at $\sim$ 6 km from the Bossons catchment and the respective response time of Crosette and Bossons glacio-hydrological systems. However, a method using signal processing of discharge data can be used as a complementary approach (Appendix C.6).

Considering the length and complexity of the glacio-hydrological systems, a 10 min time step may be enough to capture the dynamics of erosion processes and their relation to precipitation events. Even a relatively small glacio-hydrological system like the Bossons stream one extends for at least a kilometer long and rainfall runoff is not likely to start at the same time in the whole catchment. Nonetheless, high-resolution data gives venues to discuss in the following: (i) sediment origin and connectivity between hillslopes and fluvial processes; (ii) sandur sedi-

ment dynamics including its buffer effect; (iii) paraglacial adjustment and year-scale export implications and (iv) sediment transfer processes beneath Bossons glacier.

2.4.1 Origin of the sediment entering the valley sandur and proglacial hillslopes connectivity

Understanding the observed variations of the sedimentary fluxes requires to determine the sediment sources contributing to the PdE entering flux. SSC measured at the PdE inlet (BUS station) is the result of erosion processes occurring beneath Bossons glacier, within the cascade reach of Bossons stream and on proglacial hillslopes located upstream from BUS station (Fig. 2.5, Fig. 2.2b,c). SSC exiting the PdE is provided by the upstream SSC and by processes acting within the alluvial plain of PdE and on partly re-vegetated proglacial hillslopes located between BUS and BDS stations (Fig. 2.5, Fig. 2.2a,d,e). Separating the different source of suspended sediment can nonetheless be achieved by looking at the evolution of the SSC signals and of their precipitation response throughout and after the melt season.

The similar decline in SSC at BUS and CRO are linked to the gradual closing of the subglacial drainage system and/or the depletion of the subglacial sediment stock (Fig 2.8,2.11,2.13). Both SSC measured at the outlet of the exiting the subglacial drainage network at CRO station and SSC measured upstream from the PdE at BUS station reduce significantly in late August as air temperature decreases (Fig. 2.6, Fig. 2.8). Additionally, at BUS and CRO, the slopes of the log Q - log SSC relations tend to increase from late June to late July then to decrease during August (Fig. 2.13). Such evolution has been linked to the availability of sediment supply throughout the melt season (Gurnell et al., 1996). Rising slopes pertains to the development of an efficient subglacial drainage system whereas the decreasing ones are related to the gradual exhaustion of subglacial sediment stock and to the closing of the subglacial drainage network in the late melt season.

Discrepancy between SSC at BUS and CRO arises during the precipitation events occurring in the melt season : BUS SSC shows a clear response to precipitation (Fig. 2.9a) whereas SSC estimated at CRO does not show such marked response to precipitation events (Fig. 2.10a). This melt season discrepancy between CRO and BUS SSC signals could be explained by the presence of the proglacial hillslopes found between the glacier and the BUS station. However, the SSC measured upstream from the PdE shows a negligible precipitation response in late ablation season, when sediment flux from the glacial system is gradually declining (Fig. 2.9b) The main input to the PdE incoming flux is therefore of glacial origin even during rain events. This finding is additionally supported by the similar evolution SSC and hysteresis at CRO and BUS (Fig. 2.8,2.11,2.13). Furthermore, the best model to estimate BUS missing SSC data is based partly on SSC measured at CRO rather than on SSC measured at BDS. This highlights an overall stronger correlation between SSC exiting Bossons glacier and SSC entering PdE.

Proglacial hillslopes do not contribute most of the time to the sediment export of the hydro-sedimentary system and are thought to be stable or not efficiently connected to the proglacial stream. Valley sides inputs to the proglacial alluvial area occur nonetheless episodically during extreme stochastic events which cannot be captured by our methodology : mudflow during

snow melting in the proglacial domain (Fig. 2.3f), avalanche and seracs falls pushing debris cone (Fig. 2.3e), rockfalls (Fig. 2.3g) or landslides. Following the methodology of Berthet et al. (2013), DEM analysis shows that moraines readjustments within the nearby Mer de Glace and Argentière glacial catchments were limited to deposition at the footslope (Berthet, 2015). The proglacial hillslopes of these glaciers are not connected to their respective proglacial river. Similar results were found for the Bossons glacier catchment showing that the recently deglaciated proglacial hillslope were stable (Berthet, 2015). Nonetheless, proglacial hillslopes that have become ice-free in Bossons catchment during the last decade are mainly bedrock outcrops rather than morainic material. This may explain the lack of apparent readjustment as it would takes place at a longer timescale.

The lack of continuous and efficient connection between proglacial hillslopes and proglacial stream in the Bossons catchment is furthermore supported by the mechanical properties of the Little Ice Age moraines (LIA). Valley side of Bossons stream proglacial area are linked to the LIA extention of Bossons glacier (Nussbaumer and Zumbühl, 2012; Godon, 2013) and correspond to moraines over-compacted by the glacier. Below these moraines, the proglacial screes exhibit a clast-supported conglomerate arrangement coated by fine particles (Godon, 2013). These silt and sand grains are provided by precipitation runoff on the higher part of the slopes and insure further stability. Nonetheless, at a longer timescale, extreme stochastic events (e.g. rockfall) transfer material from hillslopes to the proglacial stream and alluvial area.

2.4.2 Hydrodynamic control of the sediment export of the valley sandur

The evolution of the sediment flux at the daily scale can be explained both in July and in September/October by an evolution of stream power and entering SSC. Stream power Ω represents the rate at which gravitational potential energy of the water is converted to kinetic energy: $\Omega = \rho g Q i$, where ρ the water density, g the gravitational acceleration, Q the discharge and i the slope. The transport capacity represents the sediment mass that can be transported and is directly linked to stream power (e.g. Bagnold, 1966) : a greater stream power implies a greater transport capacity.

During the melt season, the entering flux coming from the glacier is high (Fig. 2.8, Fig. 2.14) and Bossons stream is at full capacity when entering the PdE. An important slope variation exists between the upstream proglacial cascade system and the less steep proglacial alluvial area (Fig. 2.4, Fig. 2.2b,e, Fig. 2.3e). Hence, when Bossons stream enters the PdE, its stream power and therefore its transport capacity both decrease. This variation of the slope gradient leads to deposition within the PdE (Fig. 2.14, Fig. 2.15c). Sedimentological observation within the PdE shows silt and sand deposits resulting from crevasse splay during the daily glacial flood (Fig. 2.16). These temporary deposits are exported when the daily meltwater runoff or a precipitation event generates a high enough flow to increase stream power and allow transport (Fig. 2.15d).

From late August, entering and exiting fluxes exhibit a shift of the daily maximum (Fig.

2.14B) which is also linked to a variation in stream power. The early meltwater runoff washes subglacial material eroded overnight and deposits it within PdE until the daily high flow has sufficient energy to transport it. Nonetheless, the entering load is low and Bossons stream is never at full transport capacity. This allows sediment export from PdE even at low flow conditions. The time lag between the entering and exiting flux signals does not appear in July because the stream power is always high enough to a generate significant export.

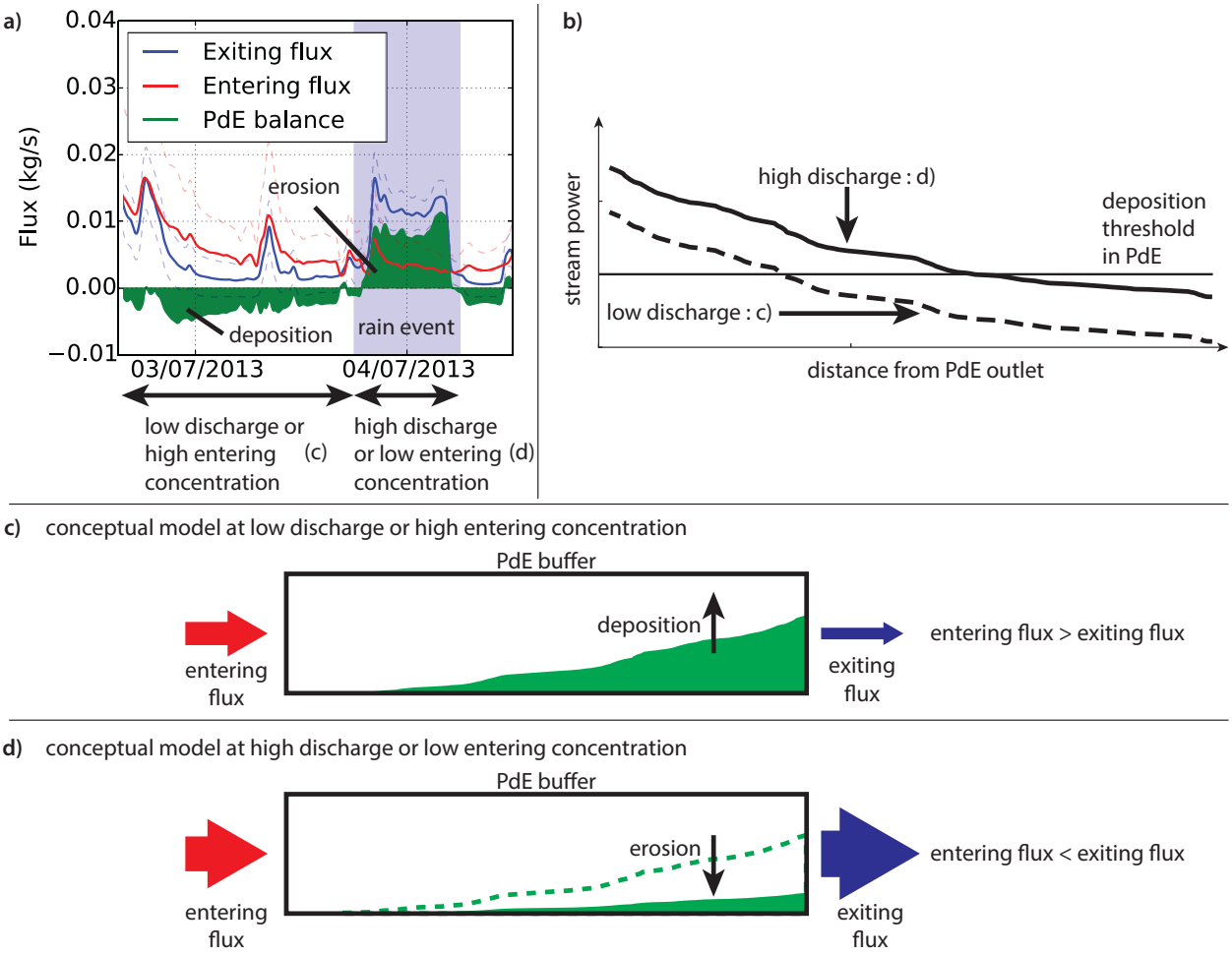


Figure 2.15 – Conceptual model of the Bossons proglacial alluvial area. a) Entering (red) and exiting flux (blue) from the Plan des Eaux (PdE) proglacial area. The balance between entering and existing flux is the green curve. It is negative when the entering flux is greater than the existing and positive is the opposite case. A positive balance is linked to high flow and corresponds to a sediment export; b) Evolution of the stream power along PdE; c) When the entering concentration is high or the discharge is low, the energy available for transporting PdE sediment is limited and deposition occurs within this area; d) When the entering concentration is low or the discharge is high, enough energy is available to a sediment export from the PdE.

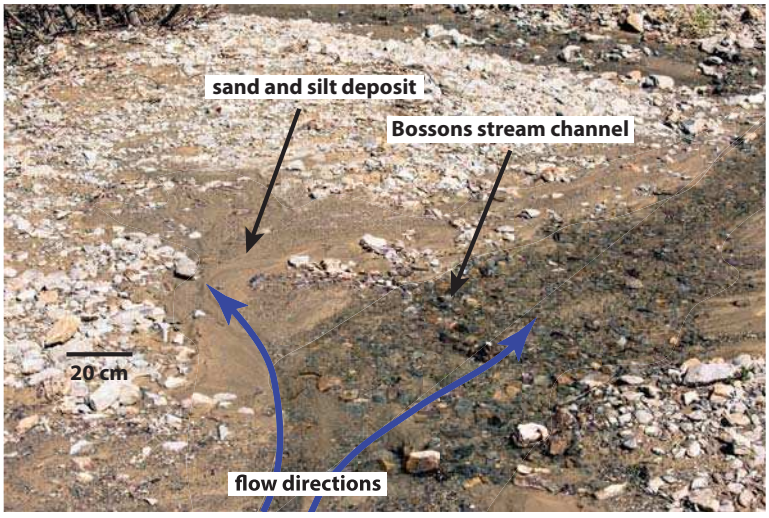


Figure 2.16 – Sand deposit within Bossons proglacial area. Picture taken in the median section of the alluvial area.

2.4.3 Sedimentary role of the valley sandur and paraglacial adjustment

At the daily scale, the PdE is thought to act as a buffer, stocking subglacial sediment until a sufficiently high discharge remobilizes them. This behavior can be expanded to the season scale as PdE evolves from a secondary source during the melt season to the main source in September-Autumn. During the melt season, PdE material is gradually exported by the daily glacial flood or briefly but intensely during precipitation events. Nonetheless, the sediment stock is reconstituted as a fraction of the daily subglacial input deposits in the PdE until the flow has enough energy to allow export. During autumn, the stream is not a full capacity and the exiting sediment flux corresponds to PdE export with a daily buffer effect that fades out as the subglacial sediment stock depletes; the PdE is thus mainly a source. The PdE sink/source behavior is controlled by subglacial sediment concentration (i.e. upstream concentration) and hydrodynamic conditions mainly linked to the slope gradient variation.

This peculiar behavior is underlined by the results of the flux integration separated by meteorological conditions. During the dry periods of the melt season, the balance between the sediment masses entering and exiting the PdE is not significant (i.e. the difference is lower than the uncertainties, Table 2.2). However, mass exiting the PdE during precipitation events is significantly higher than the mass entering PdE : the PdE supplies additional sediment (Table 2.2). At the end of the melt season, the PdE is the only sediment source, regardless of the meteorological conditions (Table 2.2). At the season and annual scales, the PdE has a negative sediment budget (i.e. it's a source) with more sediment exiting than entering (Table 2.2). At a longer timescale, its sediment stock is replenished by extreme events.

Conclusions drawn from the integration results and the understanding of sediment dynamics in the PdE give venues to separate the annual sediment exports by sources. In particular, sources located upstream from and within the valley sandur can be discriminated. The entering

flux pertains to subglacial sources regardless of the meteorological conditions. Furthermore, integrating the exiting flux during the dry periods of the melt season gives an estimate of the upstream input within the same time frame. Such estimate is within the uncertainties of the associated measurements. During rain events of the melt season, the PdE provides however significantly more material than the subglacial sources. Finally, as proglacial hillslopes appear to be disconnected from the proglacial river in Bossons catchment, this export and the residual export after the melt season corresponds to paraglacial remobilization within the PdE sandur.

During 2013 melt season, within Bossons glacier catchment : 70.9 ± 20.8 and 28.2 ± 9.34 t can be attributed to subglacial erosion and proglacial alluvia sources, respectively. After the end of the melt season, 10.0 ± 5.04 t correspond to proglacial alluvia sources only. These results differ significantly from Godon (2013) but she lacked high time resolution measurement and a more extended dataset to perform a detailed analysis. These remarks may be relevant to most of the previous studies on proglacial fluxes. They often have only a partial record of the ablation season and the later stage of the season is rarely recorded. Our results highlight that the sedimentary role a proglacial area may vary at short time scale and that significant exports (i.e. $\sim$10%) can occur after the end of the melt season. Not taking into account these exports can lead to an over-estimation of the sediment stock within the proglacial area and to an under-estimation of the proglacial suspended sediment yield. Additionally, understanding the sediment dynamics within a glaciated catchment may require monitoring sediment fluxes after the end of the melt season.

2.4.4 Subglacial sediment stock beneath Crosette and Bossons subglacial catchment

The lower part of the Bossons glacier is mainly drained by Bossons stream and is constituted by temperate ice (Fig. 2.1). Beneath such glacier, the drainage network develops throughout the melt season from a diffuse drainage to a more efficient network with subglacial channels (e.g. Hubbard and Nienow, 1997). As this channelized system outperforms the distributed drainage, subglacial runoff routing becomes more and more efficient during the melt season. At the end of the latter, insolation gradually decreases and meltwater production declines (e.g. Swift et al., 2005). The evolution in the drainage system configuration largely controls the fluctuations in subglacial suspended sediment concentrations (Hodson and Ferguson, 1999). Throughout the melt season, SSC decreases as winter erosion products are evacuated (e.g. Ostrem, 1975). Furthermore, at a monthly and daily scale, a high discharge may mobilize all available sediment in subglacial channels (e.g. Gurnell, 1987). Such event may be linked to extreme melt rate, subglacial or englacial water pocket or precipitation events (e.g. Rothlisberger and Lang, 1987). If a routing system exists between the glacial surface and the subglacial drainage system, direct runoff from precipitation reaches glacier base.

Discrepancies between Crosette and Bossons stream response to rain events is used to infer about the sediment transport beneath Bossons glacier. Crosette and Bossons stream subglacial catchments differ by their size and their elevation: Bossons stream subglacial catchment is $\sim$3 times smaller and lower. The overall smaller discharge and larger proglacial catchment of

Bossons stream leads to a more intense response to rain events recorded at the BDS station than at the CRO station. In Bossons catchment, bédières and moulins connect better the supraglacial and subglacial domain of Bossons stream than Crosette stream ones. This has been evidenced by U-Pb dating on zircons (Godon et al., 2013) and ^{10}Be measurements (Chapter 1, Guillon et al., 2015a). However, significant differences in flow routing do not appear in the 2013 discharge signal and the response from the two streams are alike (e.g. Fig. 2.9a,2.10a). Additionally, Bossons stream catchment is lower than the limit of cold ice. Crosette stream drains both temperate and cold-based glacier up to Mont-Blanc top.

The flux entering the PdE mainly represents subglacial processes of Bossons stream subglacial catchment. In the latter, given the better connectivity between supra and subglacial system, a clear SSC response to precipitation is expected, even after the end of the melt season. This is however not evidenced on the estimated entering flux in PdE (i.e. SSC at BUS station, Fig. 2.9b). Conversely, flux at CRO (i.e. at the glacial terminus) exhibits strong SSC response (Fig. 2.10).

These observed differences in the autumn response of each subglacial catchment may be linked to the evolution of the subglacial sediment stock. In Bossons stream catchment, the fine sediment stock drained by the subglacial drainage gradually depletes during the melt season. Consequently, none may be left to be remobilized during autumn rain events. Conversely, within Crosette catchment, the subglacial fine sediment stock is not totally exhausted when the melt water production declines towards September. Autumn rain events reactivate the subglacial drainage network and washes sediment stocks in Crosette subglacial catchment. This larger and partially cold-based subglacial catchment may also benefit from a more extended diffuse drainage network. Finally, depletion of the subglacial sediment beneath the glacier part drained by Bossons stream may mean that the higher export in summer is directly linked to glacial abrasion (i.e. sediment production) associated with higher surface velocities rather than to subglacial remobilization of precedently constituted stocks.

2.5 Conclusion

The glacio-hydrological cycles of the two studied mountain streams show a similar annual trend and a diurnal cyclicity. This similarity gives venue for extrapolating missing data on one stream with multi-variate linear models using the other stream data. Taking into account the precipitation into the proglacial area allows for estimating discharge in multiple points. The sediment flux signal acquired with a high-temporal resolution at each measurement location is separated into subglacial and proglacial inputs using an automatic detection of rain events. Within Bossons glacier proglacial area, the valley sandur called Plan des Eaux (PdE) acts as a buffer for sediment originating from beneath the glacier. It is periodically emptied by high energy events and otherwise stocks a fraction of the subglacial sediment flux. This buffer is hydrodynamically controlled by the transport capacity of the proglacial river which varies with slope gradient on the proglacial area, the incoming subglacial sediment concentration and the discharge amplitude. Consequently, during most of the melt season, the PdE stocks subglacial sediment and releases them, albeit only partly, during high-flow events (e.g. daily

meltwater flood, precipitation events). Once the subglacial sediment stock is depleted, the newly available stream power allows for a more continuous export from the PdE during the daily floods and precipitation events. The three-fold control of the PdE sediment dynamic explains its evolution from a minor sediment source during the melt season to the dominant source in autumn. Additionally, this variation in the PdE sedimentary behavior underlines that understanding the sediment storage and release in proglacial area requires monitoring the complete hydrological year and not only the ablation season.

Sediment flux analysis evidences that proglacial hillslopes and proglacial stream connection is not active even during extreme rain events. For the fine particles, there is no evidence of an ongoing paraglacial remobilization of the proglacial hillslopes occurring at the timescale considered by this study. However, intense remobilizations occur in the valley sandur and may be associated with paraglacial adjustment linked to episodic and longer term events (e.g. rockslope or debris-flows). In terms of suspended sediment, the proglacial valley sandur of the Bossons stream catchment appears in 2013 as a source with a highly dynamic release and storage mechanism.

During melt season, Crosette and Bossons streams exhibit the classical response from a temperate glacier : suspended sediment concentrations rise and decline along with melt water throughout the melt season. After the end of the latter, comparison of the sediment flux in these two streams reveals discrepancies. The efficient surface-to-base flow routing in Bossons stream subglacial catchment does not lead to a significant sediment concentration response to precipitations occurring in autumn. Such lack of response is thought to be linked to the depletion of the subglacial sediment stock in Bossons stream subglacial catchment. In comparison, Crosette stream shows high sediment concentrations during autumn precipitations as the subglacial drainage system is partially re-activated. These findings highlight variable sediment transfer conditions beneath Bossons glacier. Finally, provided that no extreme event occurred on the proglacial hillslopes, integration of the sediment discharge at a year scale gives venues to estimating the subglacial erosion.

Acknowledgements

This study was supported by Agence Nationale de la Recherche projects no. ANR-08- BLAN-0303-01 ‘Erosion and Relief Development in the Western Alps’ and no. ANR-14-CE03-0006 ‘VIP - Mont-Blanc‘. Hervé Guillon PhD thesis is funded by a French government scholarship allocated by Terre, Univers, Environnement doctoral school (Earth, Universe, Environment). We thank MeteoFrance for granting us use of their meteorological data through the partnership between OSUG and MeteoFrance. Alexandre Pohl, Bastien Goupy, Mathieu Viry, Cécile Godon and anyone else that helped carrying the intensive fieldwork is deeply thanked. ISTerre is part of Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56).

Chapitre 3

Méthode probabiliste d'estimation de la masse entrante dans la plaine alluviale proglaciaire lors des précipitations de la saison de fonte

3.1 Introduction 80
3.2 Méthode probabiliste d'estimation de l'apport sédimentaire d'origine glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte 82
3.2.1 Recherche d'un paramètre décrivant le comportement hydro-sédimentaire du Plan des Eaux 83
3.2.2 Méthode de Monte-Carlo pour estimer la masse de sédiments entrant dans le Plan des Eaux pendant les précipitations de la saison de fonte . 84
3.3 Résultats 86
3.3.1 Test de la méthode probabiliste d'estimation de l'apport glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte pour l'année 2013 86
3.3.2 Estimation par méthode probabiliste de l'apport des sources amont pour les années 2009 à 2015 91
3.4 Discussion et conclusion 94

3.1 Introduction

Le Chapitre 2 a décrit comment fonctionne le système hydro-sédimentaire du torrent des Bossons pour les particules fines. Cette description a été effectuée à partir de mesures réalisées à l'aval et à l'amont du Plan des Eaux au cours de la saison de fonte de 2013. A cette échelle temporelle, j'ai montré que l'export ayant lieu avant et après la saison de fonte est principalement attribuable à des remaniements dans le domaine proglaciaire. Pendant les périodes sèches de la saison de fonte, l'apport glaciaire est équivalent à l'export total du bassin versant. Toutefois, les volumes transitant à l'amont et à l'aval du Plan des Eaux diffèrent significativement pendant les précipitations de la saison de fonte. Pour les années où les données hydro-sédimentaires ont été acquises uniquement à l'aval, il est donc nécessaire de développer une méthodologie spécifique permettant d'estimer l'apport glaciaire pendant les précipitations de la saison de fonte

Au regard des résultats antérieurs, différentes méthodes ont été envisagées. Les méthodes multi-linéaires misent en oeuvre dans le Chapitre 2 ont été considérées. En effet, durant l'année 2013, les concentrations de matière en suspension (SSC : *Suspended Sediment Concentration*) aux stations situées à l'amont (BUS : *Bossons UpStream*) et à l'aval (BDS : *Bossons DownStream*) ont été estimées lorsque des problèmes d'acquisition avaient empêché leur mesure (Chapitre 2). Les SSC à l'amont sont estimées à partir des données de débit aval et des données de débit et de concentration de la station de Crosette (CRO). L'application de ces modèles à d'autres années se heurte toutefois à l'absence de la mesure de la hauteur d'eau à la station de Crosette.

L'analyse haute résolution réalisée pour l'année 2013 montre une réponse complexe entre débit et concentration. En particulier, la relation entre débit et concentration fluctue à l'échelle d'une semaine ou d'une saison (Fig. 2.11, 2.12). Lorsque seules les données liées aux précipitations de la saison de fonte sont considérées, la relation entre concentration amont et débit aval est peu significative car entachée d'une grande dispersion (Fig. 3.1). Les tests menés sur l'année 2013 en utilisant cette relation pour estimer la concentration amont à partir du débit aval montre une sur-estimation d'un facteur 2 de la masse entrante et des incertitudes associées de l'ordre d'un facteur 20.

L'utilisation d'un modèle hydrologique permettant de calculer une capacité de transport théorique, puis une concentration en sédiment en suspension a été testée (Annexe C.5). Cependant, la complexité de l'écoulement dans la plaine alluviale composée de multiples chenaux activés dans des conditions de crue variées ne permet pas de reproduire acceptablement la profondeur de l'écoulement à l'amont pour la courte période période où celle-ci a été mesurée (Fig. 3.2). En l'absence d'un modèle hydrologique fiable, il n'est pas possible d'extrapoler la concentration en sédiment amont à partir de critères physiques.

Les méthodes développées précédemment dans cette thèse (régressions, modèle hydrologique) ne permettent donc pas d'estimer de manière satisfaisante la concentration amont. En l'absence d'une estimation probante de cette dernière, l'étude à haute résolution de la dynamique sédimentaire du Plan des Eaux n'est pas possible. Cependant, Godon (2013) avait proposé une méthodologie basée sur des observations proches de celles décrites dans le Chapitre 2 et permettant l'extension à l'ensemble d'une saison de fonte de résultats obtenus sur un mois.

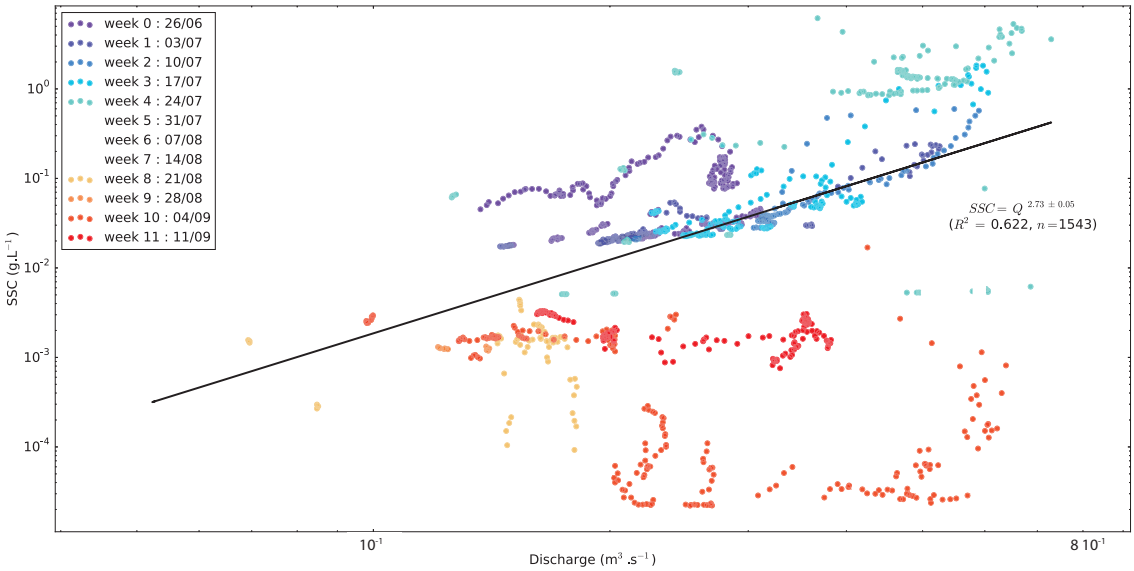


Figure 3.1 – Relation entre la concentration à la station BUS et le débit à la station BDS durant les précipitations de la saison de fonte 2013. Les données sont regroupées par semaine du début (violet) à la fin de la saison de fonte (rouge). La dispersion des données est importante et un débit donné engendre une réponse variant sur plusieurs ordres de grandeur.

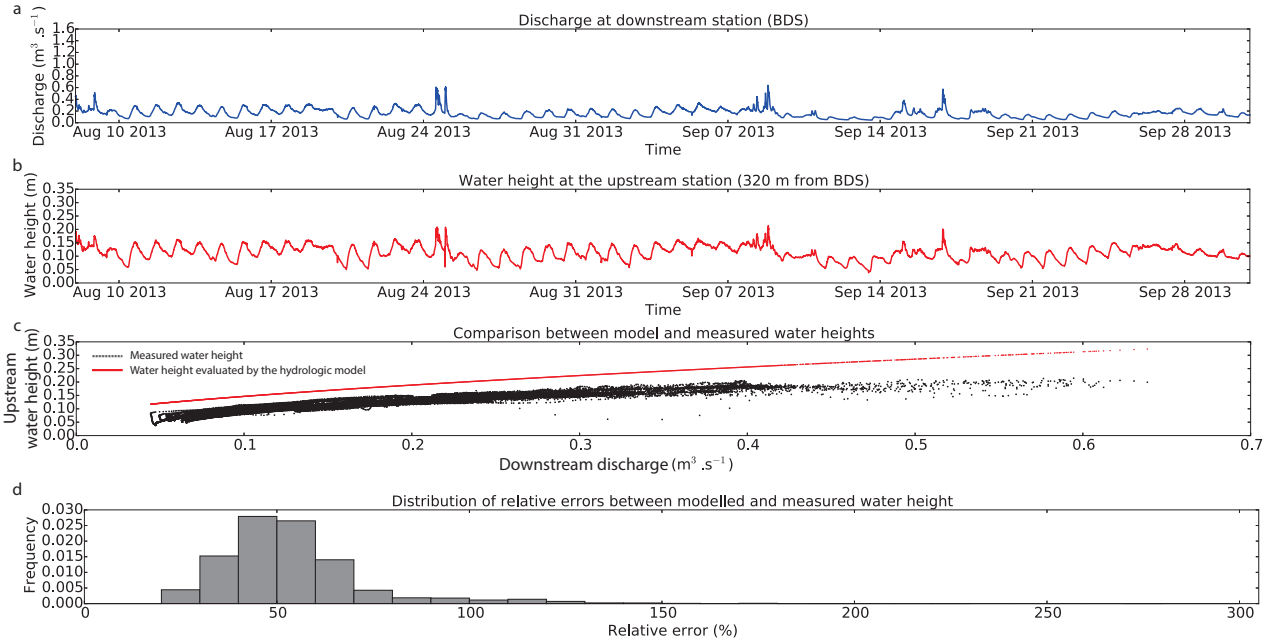


Figure 3.2 – Résultats du modèle hydraulique de la plaine alluviale. a) Débit mesuré à la station aval (BDS); b) Hauteur d'eau mesurée dans le chenal principal, 320 m à l'amont de la station aval; c) Relations entre débit et hauteur d'eau à la station amont et via la modélisation hydraulique (Annexe C.5). La densité des points souligne une hauteur d'eau variable pour un débit donné; d) Distribution des erreurs relatives entre hauteurs d'eau mesurées et modélisées.

Au cours de la saison de fonte de l'année 2010, des mesures de concentrations en matière en suspension avaient été réalisées toutes les 3 heures à l'amont du Plan des Eaux (Godon, 2013). A partir de la différence observée entre flux entrant et sortant, Godon (2013) conclut que, lors des périodes sèches, le glacier des Bossons est la source majeure de l'export sédimentaire. Ses résultats indiquent également que lors des événements pluvieux, le domaine proglaciaire contribue à 80% de l'export. L'importance de cette contribution, bien que concentrée sur des périodes courtes, nécessite d'en tenir compte dans un bilan annuel. Godon (2013) a appliqué cette contribution fixe afin de répartir la masse de sédiment sortie du système pendant les périodes de pluie entre apports proglaciaire et glaciaire, ce qui permet d'estimer les contributions respectives de ces deux sources à l'export total du bassin versant.

Les données de la saison de fonte 2013 (Chapitre 2) confirment les bouffées sédimentaires mises en évidence par Godon et al. (2013) et provenant du domaine proglaciaire lors d'épisodes pluvieux. Toutefois, les résultats du traitement des données haute-résolution (Chapitre 2) montrent que le glacier est une source majeure même pendant ces événements de pluie. De plus, la réponse du domaine proglaciaire n'est pas linéaire et deux pluies de même intensité peuvent produire des réponses hydro-sédimentaires totalement différentes (Fig. 3.1). En conséquence, l'utilisation d'un ratio fixe n'est pas cohérente avec les observations réalisées en 2011 et 2013.

Les méthodes précédemment citées ne sont pas satisfaisantes pour l'estimation de la masse entrant dans le plan des Eaux au cours des précipitations de la saison de fonte. Dans ce chapitre, je propose une méthode probabiliste pour estimer cet apport sédimentaire à l'échelle annuelle, dans le Plan des Eaux, et lors des périodes de pluie de la saison de fonte. Cette méthode est validée grâce aux données haute résolution de l'année 2013. Son application dans le Chapitre 5 aux mesures effectuées dans le bassin versant du glacier des Bossons de 2009 à 2015 contribuera à la réalisation d'un budget sédimentaire pour ces années.

3.2 Méthode probabiliste d'estimation de l'apport sédimentaire d'origine glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte

Dans cette section, une méthode probabiliste pour estimer la masse entrant dans le Plan des Eaux au cours des périodes de précipitations de la saison de fonte est présentée. Cette masse est l'intégrale du flux de sédiments entrant dans la plaine alluviale proglaciaire durant les événements pluvieux. La problématique est donc ici d'estimer l'intégrale du flux entrant, F_{in}, à partir des données acquises, débit et concentration à la sortie du Plan des Eaux, et permettant de calculer le flux sortant, F_{out}, au niveau de la station Bossons aval (*Bossons Downstream*, BDS). Une approche statistique est adoptée dans laquelle : (i) un paramètre pertinent pour décrire le comportement sédimentaire du sandur de vallée est sélectionné et est statistiquement caractérisé et (ii) une méthode de Monte-Carlo est utilisée pour estimer l'apport amont à partir des mesures de flux sortant et de la distribution statistique du paramètre sélectionné. La méthodologie est résumée dans les Fig. 3.3 et 3.4 .

3.2.1 Recherche d'un paramètre décrivant le comportement hydro-sédimentaire du Plan des Eaux

Pour caractériser le comportement sédimentaire de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux (PdE), un paramètre pertinent doit être choisi. Ce dernier ne devrait idéalement dépendre que des flux entrant, F_{in}, et sortant, F_{out} et être aussi invariant que possible au cours du temps. Ci-après, des paramètres sont proposés et les critères de comparaison permettant de sélectionner le plus pertinent sont présentés.

Soit $\alpha = F_{in}/F_{out}$, le ratio entre les flux entrant et sortant du PdE ; si $\alpha < 1$ ($F_{in} < F_{out}$), des sédiments sont fournis par le PdE; si $\alpha > 1$ ($F_{in} > F_{out}$), une fraction du flux entrant est piégée dans le PdE. Pendant une période sèche, les débits entrant et sortant sont égaux et le ratio des flux est indépendant du débit. Durant un événement de pluie, comme la distance entre les stations amont (*Bossons Upstream*, BUS) et aval est limitée (350 m), le ruissellement est suffisamment faible pour que les débits entrant et sortant prennent des valeurs du même ordre de grandeur. Quelque soit l'état de précipitation, le ratio des flux α pourrait être au premier ordre considéré comme indépendant du débit.

Cette indépendance naïve du ratio des flux α par rapport au débit est toutefois erronée car le débit a une influence, via la concentration, plus importante sur le flux sortant F_{out} ou le flux entrant F_{in}. Un débit donné entraîne alors une réponse en concentration plus faible dans la section amont que dans le PdE et inversement (Fig. 2.15).

Un paramètre pertinent pourrait être α/Q, si le ratio α est dépendant du débit. De surcroît, nous pouvons aussi tester que ce soit plutôt l'ordre de grandeur de α, c'est-à-dire $\log_{10}\{\alpha\}$, que sa valeur absolue qui dépend du débit. D'autres paramètres auraient pu être envisagés, mais dans la suite l'approche statistique est uniquement appliquée à ces trois paramètres : α, α/Q and $\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$.

Différentes distributions statistiques sont testées pour décrire α, α/Q et β à travers le calcul du maximum de vraisemblance et d'un test de Kolmogorov-Smirnov. Le test de Kolmogorov-Smirnov et la méthode du maximum de vraisemblance (MLE, *Maximum Likelihood Estimate*) sont classiquement appliquées en sciences de la Terre, de la sismologie (e.g. Reverso et al., 2015) à la géomorphologie quantitative (e.g. Braun et al., 2012), de la géophysique des volcans (e.g. Boué et al., 2015) au transport solide (e.g. Liébault et al., 2011). La méthode MLE est utilisée pour trouver le jeu de paramètres le plus probable pour une distribution candidate à la description statistique des données mesurées (Annexe C.1). En pratique, il est plus facile de minimiser l'opposé du logarithme de la vraisemblance, $-\log\{\mathcal{L}\}$, et, pour un paramètre donné, la meilleure description statistique est la distribution pour laquelle cette valeur est la plus faible. Le test de Kolmogorov-Smirnov fournit une mesure de la distance, D, entre une distribution candidate et la distribution de données (Fig. 3.3, Annexe C.1). Cette distance est comparée à une valeur critique qui dépend du nombre d'échantillon, n et d'un seuil de signification. Ce dernier est placé à 0.05 et les résultats du test de Kolmogorov-Smirnov seront donc à comparer avec la valeur critique de 1.36. Nous présenterons également la valeur-p associée aux résultats du test. Cette dernière correspond à la probabilité d'obtenir des résultats au moins équivalents si le test était itéré sur un nouveau lot de données acquis avec une méthodologie identique à celles des données initiales (Annexe C.1).

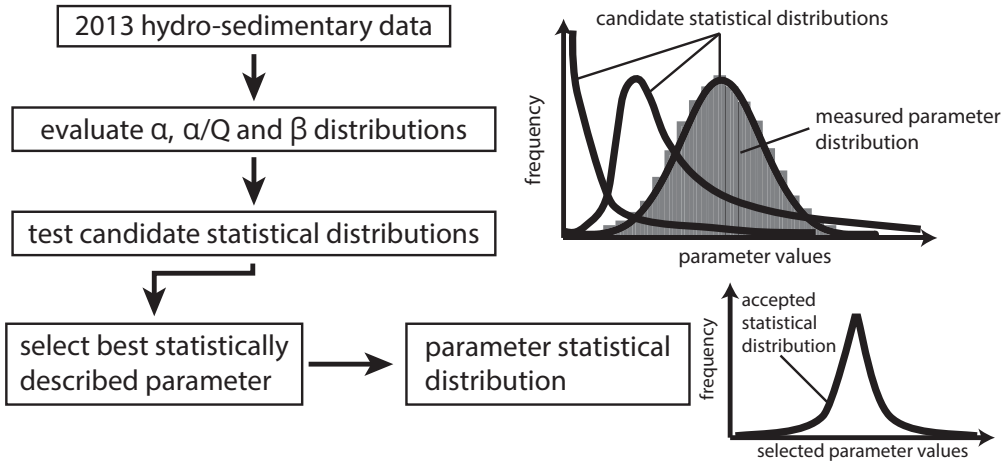


Figure 3.3 – Sélection d'un paramètre pertinent pour décrire le comportement hydro-sédimentaire de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux.

Les distributions candidates sont les suivantes : normale, exponentielle, Weibull, puissance, exponentielle-puissance, exponentielle-Weibull, Rayleigh, Gumbell, Chi-2, Cauchy, Laplace, log-normale, Maxwell, et puissance log-normale (Fig. 3.3, Annexe C.1). Une distribution décrivant parfaitement les données possède une log-vraisemblance ($-\log\{\mathcal{L}\}$) la plus faible possible, un résultat au test de Kolmogorov-Smirnov ($\sqrt{n}D$) le plus bas possible sous la valeur seuil de 1.36 et une valeur-p tendant significativement vers 1. Parmi les paramètres α, α/Q ou β, celui présentant la meilleure description statistique est considéré comme pertinent. De plus, la distribution statistique caractérisant ce paramètre pertinent est également connue (Fig. 3.3).

3.2.2 Méthode de Monte-Carlo pour estimer la masse de sédiments entrant dans le Plan des Eaux pendant les précipitations de la saison de fonte

D'une manière générale, les flux sédimentaires entrant F_{in} et sortant F_{out} du Plan des Eaux varient en fonction des précipitations et de l'activité du système glacio-hydrologique. En conséquence, les masses correspondant à leur intégrale respective, M_{in} et M_{out}, peuvent être figurées par deux fonctions dépendant d'un intervalle de temps $\Delta t = t_2 - t_1$ et du ruissellement lié aux précipitations R

$$M_{in}(\Delta t, R) = \int_{t_1}^{t_2} F_{in}(t; \Delta t, R)\, dt \tag{3.1}$$

$$M_{out}(\Delta t, R) = \int_{t_1}^{t_2} F_{out}(t; \Delta t, R)\, dt \tag{3.2}$$

En se restreignant à la période des précipitations de la saison de fonte, la masse entrante dans le plan des Eaux est désignée par $M_{in}(\tau, R > 0)$, où τ est la durée de la saison de fonte.

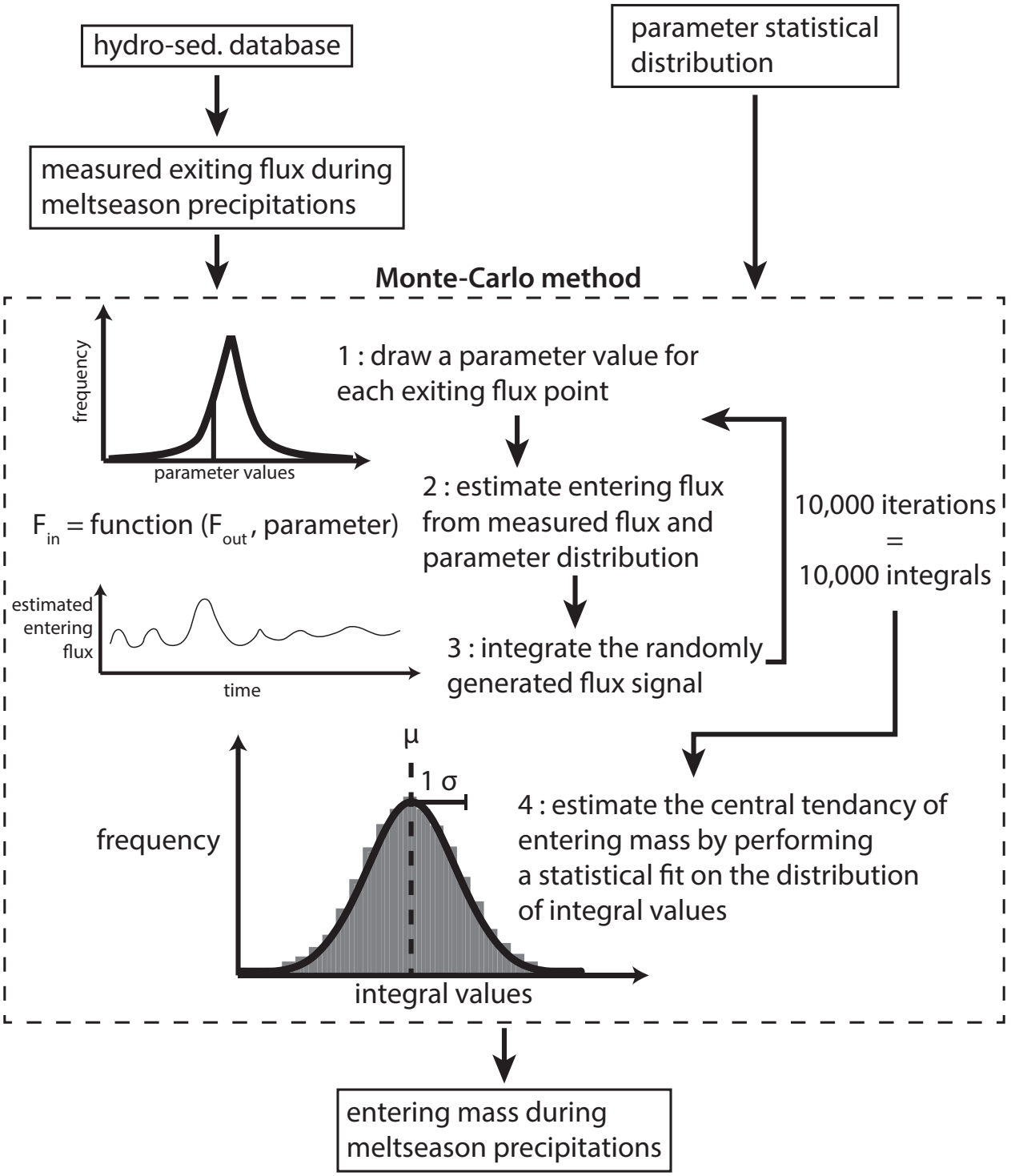


Figure 3.4 – Méthode probabiliste d'estimation de l'apport amont pendant les précipitations de la saison de fonte.

Elle est définie comme étant l'intégrale du flux entrant $F_{in}(t)$ telle que :

$$M_{in}(\tau, R > 0) = \int_{\tau} F_{in}(t; \tau, R > 0)\, dt \tag{3.3}$$

L'application de l'équation (3.3) nécessite d'estimer le flux entrant inconnu, $F^*_{in}(t)$. Le flux entrant inconnu, $F^*_{in}(t)$ est estimé à partir du flux sortant mesuré, $F_{out}(t)$, en utilisant les relations suivantes définies pour le paramètre pertinent retenu. Elles sont respectivement pour α, α/Q ou β :

$$\alpha = \frac{F_{in}}{F_{out}} \Rightarrow F^*_{in}(t) = \alpha\, F_{out}(t) = \alpha\, Q(t)\, C_{out}(t) \tag{3.4}$$

$$\frac{\alpha}{Q} = \frac{F_{in}}{F_{out}} \frac{1}{Q} \Rightarrow F^*_{in}(t) = \frac{\alpha}{Q(t)}\, F_{out}(t) = \alpha\, C_{out}(t) \tag{3.5}$$

$$\beta = \frac{\log_{10}\{\alpha\}}{Q} \Rightarrow F^*_{in}(t) = F_{out}(t)\, 10^{\beta Q(t)} = Q(t)\, C_{out}(t) \cdot 10^{\beta Q(t)} \tag{3.6}$$

où C_{out} et Q représentent respectivement la concentration de sédiment en suspension et le débit mesuré à la sortie de la plaine alluviale.

Pour chaque valeur de $F_{out}(t)$, estimée à partir des mesures de débit et de concentration à l'aval du Plan des Eaux, une valeur du paramètre pertinent est tirée aléatoirement dans sa distribution et utilisée pour déterminer $F^*_{in}(t)$. L'intégration des valeurs de $F^*_{in}(t)$ ainsi obtenues fournit une estimation de la masse entrante M_{in} (Eq. 3.3). Ce processus d'intégration est itéré 10 000 fois dans un schéma de Monte-Carlo et les 10 000 estimations de M_{in} sont utilisées pour estimer la valeur la plus probable de l'apport amont (Fig. 3.4). Pour valider cette méthodologie, cette valeur est comparée à la valeur de l'apport amont mesuré en 2013.

3.3 Résultats

Dans cette section, la méthodologie probabiliste permettant d'estimer la masse entrante pendant les périodes de précipitations de la saison de fonte est d'abord testée et validée sur l'année 2013. Elle est ensuite appliquée aux données hydro-sédimentaires acquises de 2009 à 2015. Ces données ont été mises à la disposition de la communauté sur le dépôt de données Pangaea (Annexe B.3, doi : 10.1594/PANGAEA.848151, Guillon et al., 2015b).

3.3.1 Test de la méthode probabiliste d'estimation de l'apport glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte pour l'année 2013

L'année 2013 est la plus complète d'un point de vue de l'instrumentation déployée sur le terrain et les données acquises ont déjà fait l'objet d'une analyse dans le Chapitre 2. Dans

cette partie, les données de 2013 sont utilisées pour valider et calibrer la méthode probabiliste d'estimation de l'apport glaciaire durant les précipitations de la saison de fonte.

Les distributions des paramètres utilisés pour l'estimation probabiliste sont présentées dans la Fig. 3.5. Les résultats des tests statistiques pour chaque paramètre α, α/Q et $\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$ sont reportés dans la Table 3.1. Pour les deux premiers paramètres, les distributions statistiques qui présentent la log-vraisemblance négative (*negative log-likelihood* : $-\log\{\mathcal{L}\}$) la plus faible ne présentent toutefois pas de valeurs acceptables pour le test de Kolmogorov-Smirnov.

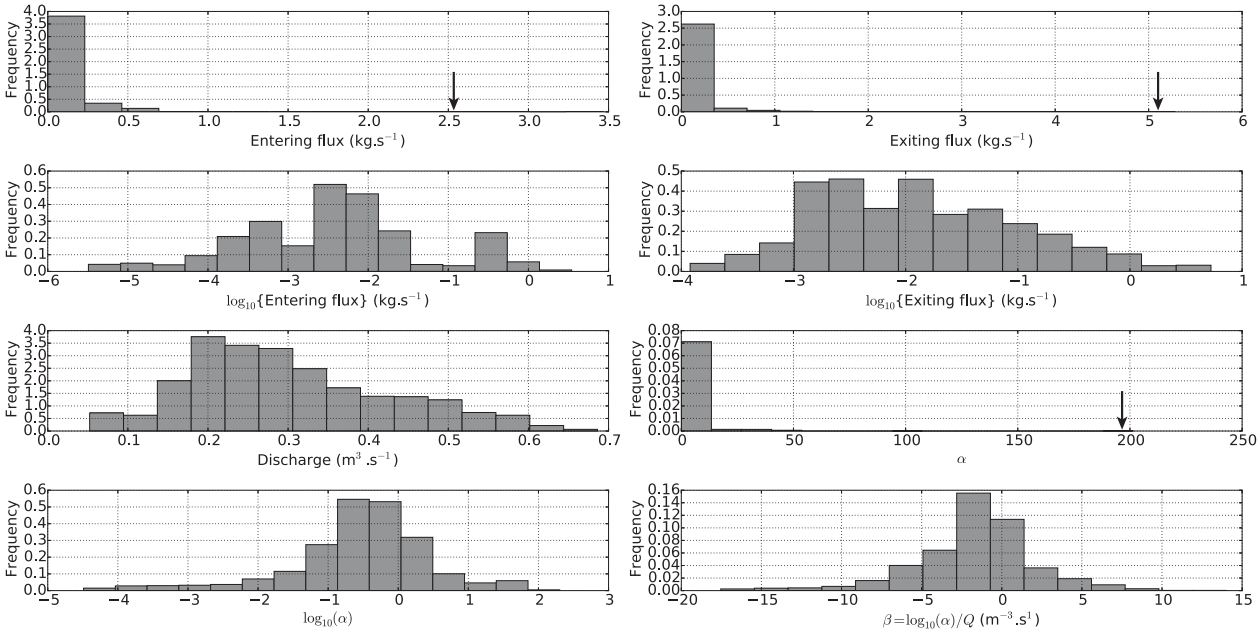


Figure 3.5 – Distributions pour l'année 2013 des paramètres pour estimer par une méthode probabiliste le flux entrant, F_{in} ($\alpha = F_{in}/F_{out}$). La valeur maximale des données est représentée par une flèche lorsque cette dernière est peu visible.

En revanche, pour le paramètre β, une distribution de Laplace est acceptée ; le résultat du test de Kolmogorov-Smirnov est inférieur à la valeur critique de 1.36 (Table 3.1). Les valeurs-p associées aux tests de Kolmogorov-Smirnov sont cependant faibles. Ceci signifie que β n'est jamais parfaitement décrit par les distributions testées. En particulier, l'hypothèse que les données proviennent d'une distribution de Laplace n'est pas supportée de manière catégorique compte tenu de sa faible valeur-p (0.7%). Bien que nos données n'appartiennent pas strictement à une distribution de Laplace, cette dernière est la meilleure description statistique de nos données. En conséquence, elle est utilisée par la suite pour décrire le système étudié.

La pertinence du paramètre β est liée, du point de vue de la dynamique des processus, à l'anti-corrélation à l'échelle journalière du débit et du logarithme du ratio des flux ($\log_{10}\{\alpha\}$, Fig. 3.6). Les valeurs basses de α sont liées à des débits importants alors que les valeurs importantes de α sont liées à des débits faibles. Ce comportement s'explique partiellement par le contrôle hydro-dynamique de l'export dans le Plan des Eaux (PdE) décrit dans le Chapitre 2 (Fig. 2.4,2.15). Ainsi, le découplage partiel entre amont et aval entraîne une diminution du

	$\alpha = F_{in}/F_{out}$			α/Q			$\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$		
Distributions	$-\log\{\mathcal{L}\}$	$\sqrt{n}D$	p-value	$-\log\{\mathcal{L}\}$	$\sqrt{n}D$	p-value	$-\log\{\mathcal{L}\}$	$\sqrt{n}D$	p-value
Cauchy	4170	10.6	$\simeq 0$	8178	10.9	$\simeq 0$	7669	2.14	$5\,10^{-7}$
Chi-2	3652	12.2	$\simeq 0$	7341	11.5	$\simeq 0$	19682	39.0	0
Exponential	5333	16.9	0	9230	17.7	0	10607	17.4	0
Exponential-Weibull	2780	2.76	$\simeq 0$	**6534**	**2.76**	$\simeq 0$	7655	3.46	$\simeq 0$
Gamma	6086	26.1	0	10163	27.4	0	7734	4.41	$\simeq 0$
Gumbel left	13843	21.7	0	17822	21.8	0	7899	5.28	$\simeq 0$
Gumbel right	7288	13.0	$\simeq 0$	11176	13.1	$\simeq 0$	8306	6.39	$\simeq 0$
Laplace	7126	17.6	0	11037	17.8	0	**7466**	**1.32**	**$7\,10^{-3}$**
Log-normal	**2845**	**3.01**	$\simeq 0$	6672	3.38	$\simeq 0$	7697	4.08	$\simeq 0$
Maxwell	9897	17.0	0	13754	16.7	0	8470	10.3	$\simeq 0$
Normal	10653	16.9	0	14522	16.8	0	7694	4.00	$\simeq 0$
Powerlaw	∞	18.2	0	∞	12.4	$\simeq 0$	9615	15.4	0
Power - lognormal	2761	3.50	$\simeq 0$	6566	3.30	$\simeq 0$	7671	3.54	$\simeq 0$
Rayleigh	9747	18.2	0	13608	17.8	0	8923	12.7	$\simeq 0$
Weibull	3398	14.3	$\simeq 0$	7143	13.2	$\simeq 0$	15102	33.2	0

$-\log\{\mathcal{L}\}$: negative log-likelihood (the lower the better); D : Kolmogorov-Smirnov test result (the lower the better); n : sample size ; in order to accept the test hypothesis, $\sqrt{n}D$ has to be lower than a critical value:

Significance level	$\sqrt{n}D$ critical value (K_α)
0.05	**1.36**

Table 3.1 – Statistical fit results for the tested parameter describing the Plan des Eaux entering and exiting flux ratio. Highlighted in bold are the best statistical distribution for each candidate parameter. The second and third best statistical distributions are underlined. p-values lower than 10^{-9} are considered $\simeq 0$. Approved and rejected parameters or distributions are highlighted accordingly.

ratio α entre flux entrant et sortant du PdE lorsque le débit augmente. Inversement, dans le cas d'un débit faible, du fait du changement de pente et de la diminution de la capacité de transport dans le PdE, l'apport amont est partiellement déposé dans le domaine proglaciaire donnant des valeurs de α élevées (Fig. 2.15).

La distribution de Laplace du paramètre β (Fig. 3.7) est utilisée dans une méthode de Monte-Carlo permettant de systématiser le tirage aléatoire du paramètre pour estimer l'apport glaciaire à partir de la relation $F^*_{in} = F_{out}\,10^{\beta Q}$ (Eq. (3.6), Fig. 3.4). Cependant, la distribution de Laplace décrivant β varie pour l'année 2013 entre -15 et 15 (Fig. 3.7) et une sur-estimation de plusieurs ordres de grandeurs peut donc apparaître (e.g. un tirage à 10^{15}). En effet, le débit Q ne varie que dans un ordre de grandeur (Fig. 3.5). La valeur du débit maximal observée en 2013 est de 0.7 $m^3.s^{-1}$ et, sur l'ensemble des données de 2009 à 2015, la valeur du débit maximal est $\sim$ 1 $m^3.s^{-1}$. Les valeurs de β sont limitées à une valeur maximale de 2 permettant de retranscrire l'ordre de grandeur de la valeur maximale de ratio des flux observés ($\sim$ 100, Fig. 3.5). Par ailleurs, les valeurs de $\beta > 2$ représentent $\sim$10% du nombre de données utilisées De plus, elles correspondent à la détection de précipitation de faible intensité associées à un écoulement de faible énergie (Fig. 3.8). Pendant la saison de fonte, les bas débits matinaux correspondent à des concentrations entrantes dans la plaine alluviale significativement supérieure à celles mesurées à sa sortie (Chapitre 2). Ainsi, la troncature de

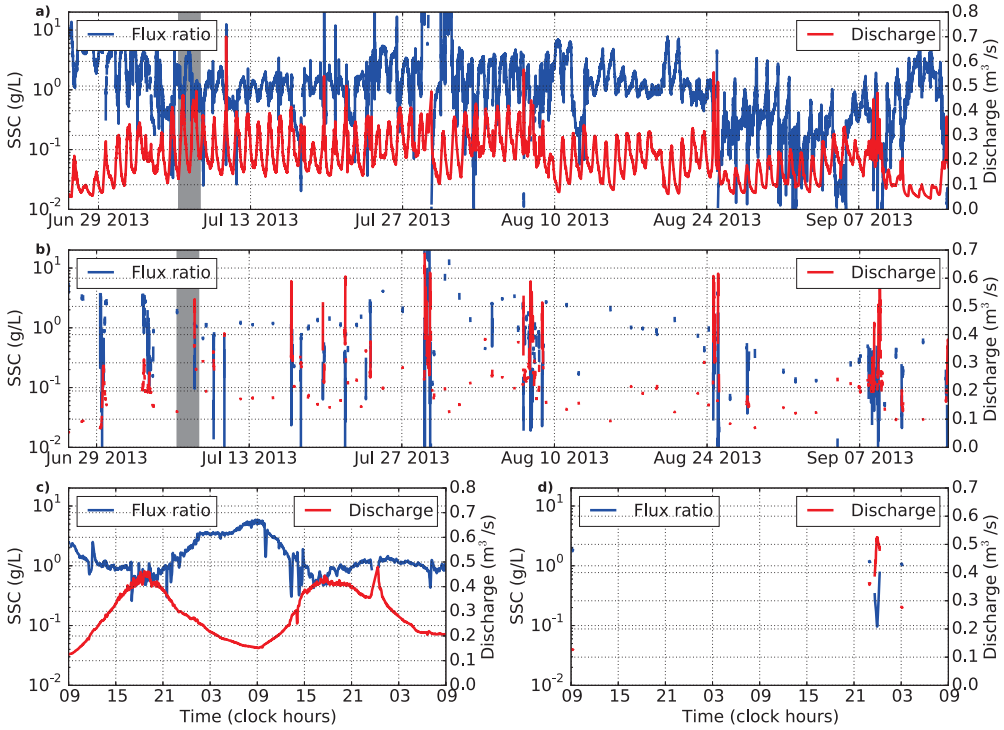


Figure 3.6 – Evolution of flux ratio α (entering flux / exiting flux) (blue) and discharge (red). a-c) during dry periods; b-d) during precipitation periods; a-b) At the season scale; c-d) At the daily scale. Note the logarithmic scale.

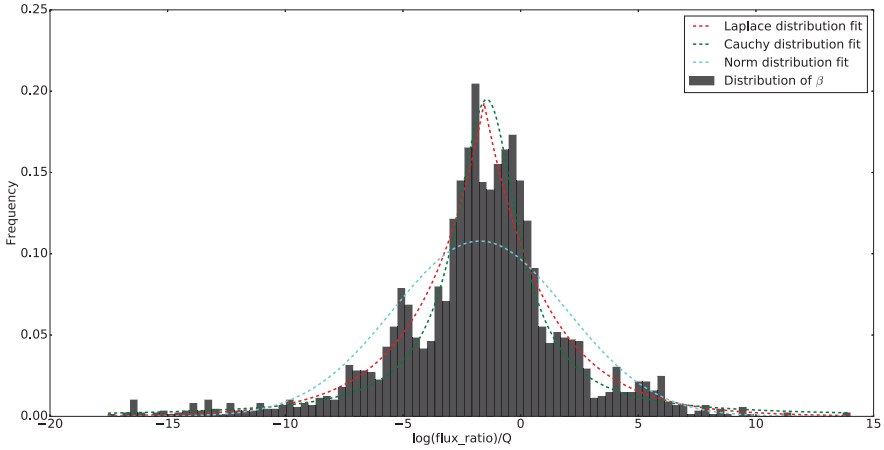


Figure 3.7 – Histogram of the β parameter ($\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$ with α the flux ratio) for the 2013 data and statistical fits for the 5 best fits of probability distributions. Laplace distribution yields the lowest Kolmogorov-Smirnov value (Table 3.1) and is selected to estimate β. Note that β distribution is heavy-tailed and that non-physical values may arise : e.g. an entering flux a million times (10^6) greater than the exiting flux. Hence the distribution is truncated when used to estimate the entering flux (see text).

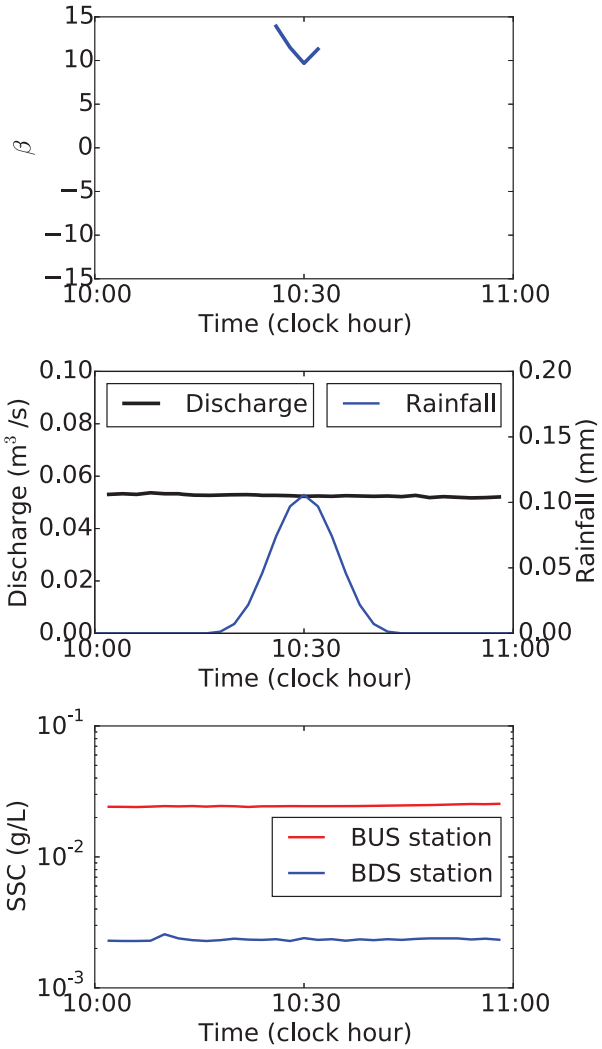


Figure 3.8 – High value of β associated with low flow and limited precipitation

la distribution statistique du paramètre β permet de borner l'ordre de grandeur du résultat de l'intégration aux ordres de grandeur correspondant à l'observation. Cette dernière notamment l'observation d'un événement extrême décennal ayant eu lieu le 28 juillet 2013 (2.3a-b).

Dans le schéma de Monte-Carlo utilisé pour estimer les flux (Fig. 3.4), le tirage aléatoire est effectué à chaque pas de temps d'intégration et itéré 10 000 fois pour un total de $\sim$ 1.7 million de tirages aléatoires de flux. Le résultat de ce tirage est la distribution des apports sédimentaires pendant les précipitations de la saison de fonte. La comparaison avec l'apport mesuré en 2013 montre que la tendance centrale de cette distribution est comprise dans les incertitudes de l'apport mesuré (Fig. 3.9). Bien qu'imparfait, ce résultat fournit une estimation des apports amont tenant compte de la dynamique hydro-sédimentaire de la plaine alluviale.

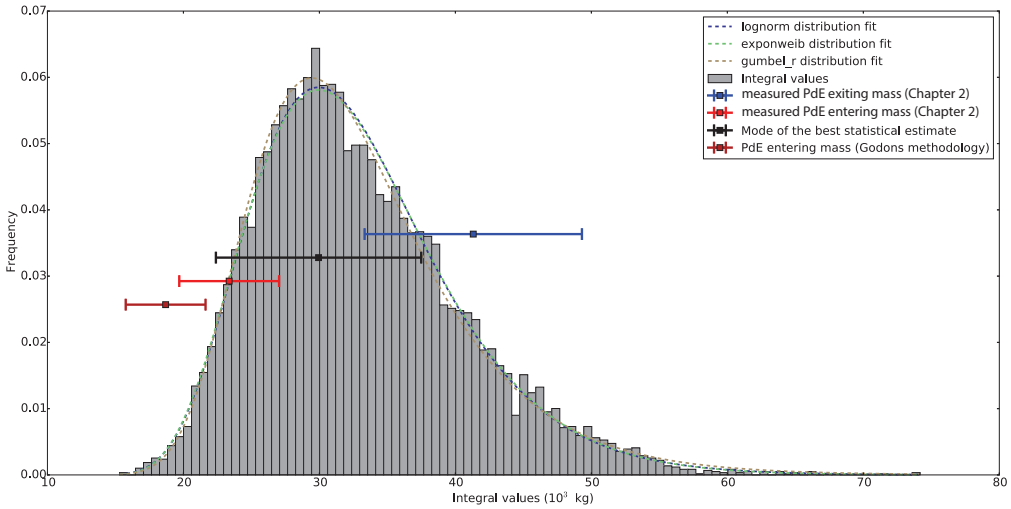


Figure 3.9 – Comparison of methods estimating the mass of sediment entering in the PdE during precipitations of the meltseason. The histogram corresponds to the distribution of the integration results for PdE upstream input and is fitted by the 3 stastitical distribution describing it. Measured downstream export is displayed in blue; estimated upstream input is displayed in red; the mode of the probability distribution best fitted to the Monte-Carlo simulation outputs is represented in black. Data are drawn from Appendix B.3 and estimate of the entering mass is provided by Chapter 2. Statistical estimation (black) lies within the uncertainty range of the more direct estimation (red) and provides a significantly better estimate than simply using a constant ratio (e.g. Godon, 2013), inconsistent with observations.

3.3.2 Estimation par méthode probabiliste de l'apport des sources amont pour les années 2009 à 2015

La méthode statistique d'estimation de l'apport à l'entrée du PdE pendant les précipitations de la saison de fonte est appliquée aux données hydro-sédimentaires acquises chaque année entre 2009 et 2015 (Table 3.2). La distribution des intégrations résultant de la méthode de Monte-Carlo adoptée sont validées pour toutes les années exceptée 2010 par des tests de

Kolmogorov à un seuil de signification de 5%. Les valeurs-p associées aux tests statistiques sont faibles de 2009 à 2011 (inclus) et élevées à partir de 2012 à 2015 (Table 3.2). Les distributions des masses entrantes calculées par application de la méthode de Monte-Carlo appliquée sont présentées sur la Fig. 3.10. Les trois distributions statistiques présentant les meilleurs résultats au test de Kolmogorov-Smirnov y sont représentées mais sont visuellement confondues, ce qui montre leur grande similitude. Ce choix de présentation et la comparaison inter-annuelle de ces 3 distributions indique l'absence d'une distribution unique, adéquate pour toutes les années (Table 3.2).

Year	Distribution	$\sqrt{n}D$	p-value	number of randomly generated points (10^6)
2009	Power log-normal	1.27	$7.9\ 10^{-2}$	1.5
	Log-normal	1.43	$3.4\ 10^{-2}$	
	Exponential Weibull	1.44	$3.1\ 10^{-2}$	
2010	Exponential Weibull (Exponential Weibull)	1.03 (1.99)	$2.4\ 10^{-1}$ ($7.2\ 10^{-4}$)	3.6 (1.0)
	Chi 2 (Power log-normal)	1.05 (2.17)	$2.2\ 10^{-1}$ ($1.7\ 10^{-4}$)	
	Gamma (Log-normal)	1.05 (2.32)	$2.2\ 10^{-1}$ ($4.4\ 10^{-5}$)	
2011	Exponential Weibull	1.28	$7.5\ 10^{-2}$	3.6
	Power log-norm	1.87	$1.81.7\ 10^{-3}$	
	Log-normal	1.98	$8.1\ 10^{-4}$	
2012	Log-normal	0.53	$9.4\ 10^{-1}$	15
	Power log-norm	0.54	$9.3\ 10^{-1}$	
	Exponential Weibull	0.56	$9.2\ 10^{-1}$	
2013	Exponential Weibull	0.62	$8.4\ 10^{-1}$	35
	Gamma	0.62	$8.4\ 10^{-1}$	
	Chi 2	0.62	$8.3\ 10^{-1}$	
2014	Exponential Weibull	0.42	$9.9\ 10^{-1}$	73
	Log-normal	0.43	$9.9\ 10^{-1}$	
	Gamma	0.43	$9.9\ 10^{-1}$	
2015	Log-normal	0.41	$9.9\ 10^{-1}$	58
	Power log-normal	0.50	$9.7\ 10^{-1}$	
	Gamma	0.60	$8.6\ 10^{-1}$	

D : Kolmogorov-Smirnov test result;
n : sample size

Table 3.2 – Statistical fit results for the entering flux during melt season precipitations. Approved with high confidence, approved with low confidence and rejected distributions are highlighted for a significance level of 0.05 ($\sqrt{n}D$ critical value = 1.36). For the year 2010, between parenthesis results correspond to the initial run (timestep = 2 hours), results correspond without parenthesis to the second run with interpolated data (timestep = 1 hour).

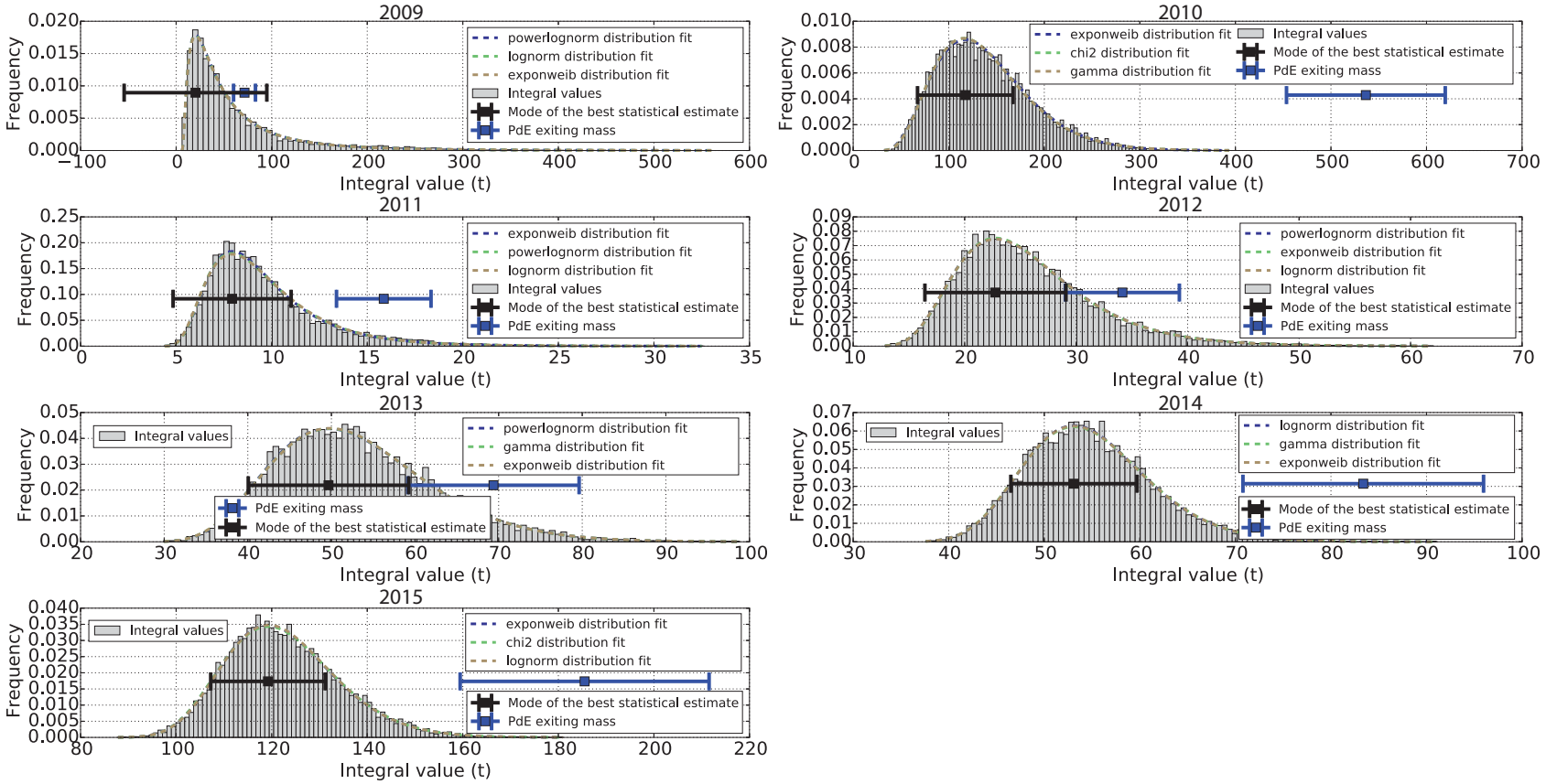


Figure 3.10 – Statistical estimation of the PdE input during melt season precipitations from 2009 to 2015. The PdE export measured during the melt season precipitation is represented in blue whereas the PdE input calculated from the distribution during the same period is represented in black. Note that when the high resolution measurements (since 2011) are used the statistical estimation is significantly better with lower uncertainties and more symetrical distribution.

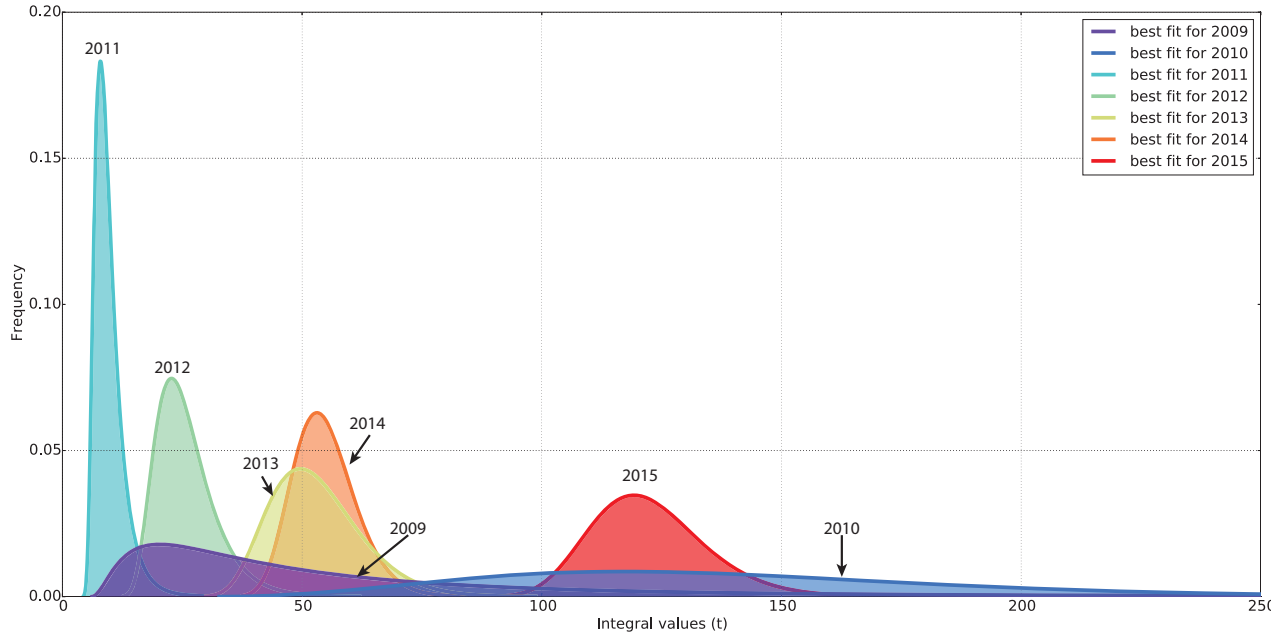


Figure 3.11 – Comparison of statistical distributions for the estimation of upstream input during melt season precipitations.

Les distributions qui représentent le mieux les résultats de notre estimation de l'apport amont sont positivement asymétriques avec une queue droite plus longue et plus épaisse. Cette asymétrie est bien visible pour les années de 2009 à 2011, (Fig. 3.10, Fig. 3.11) et moins prononcée pour les résultats des années de 2012 à 2015 (Fig. 3.10, Fig. 3.11). Etant donné cette asymétrie, l'utilisation du mode (i.e. la valeur la plus fréquente) plutôt que de la moyenne fournit une meilleure description de la tendance centrale de ces distributions statistiques (Table 5.4). Ainsi, la valeur du mode de la meilleure estimation statistique et de la valeur de l'export total du bassin versant pendant les précipitations de la saison de fonte est reportée sur la Fig. 3.10. L'intervalle de confiance des distributions des résultats d'intégration de la méthode de Monte-Carlo n'est pas symétrique. En conséquence, l'intervalle de confiance autour de la tendance centrale de ces distributions n'est pas symétrique et les valeurs absolues de ses limites haute et basse ne sont pas égales. Par soucis de simplicité dans le processus de propagation des erreurs, l'incertitude sur l'estimation de la masse entrante est considérée par la suite comme étant égale à l'écart-type (Table 5.4). Ce choix affecte principalement l'estimation de la borne basse des estimations pour les années à basse-résolution et a un impact négligeable sur les années à haute-résolution (Fig. 3.10, Fig. 3.11).

3.4 Discussion et conclusion

Une méthode probabiliste a été développée et testée sur les données hydro-sédimentaires de l'année 2013. L'approche choisie repose sur la sélection d'un paramètre décrivant le fonctionnement de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux. Pour l'année 2013, le paramètre

pertinent est $\beta = \log_{10}\{\alpha\}/Q$. Sa distribution statistique a été caractérisée par une distribution de Laplace mais cette dernière n'est pas parfaitement contrainte. Néanmoins, cette distribution est utilisée dans une méthode de Monte-Carlo pour déterminer la masse de sédiment entrant dans le Plan des Eaux. A l'échelle de la saison de fonte de l'année 2013, la mise en oeuvre de cette méthode fournit un résultat comparable aux données mesurées.

Ainsi, la méthodologie développée dans ce Chapitre fonctionne convenablement pour l'année 2013 ; elle a été appliquée aux données hydro-sédimentaires de 2009 à 2015. Les résultats des années de 2012 à 2015 sont statistiquement robustes. Cependant, pour les années de 2009, 2010 et 2011, les estimations sont moins bien contraintes (Fig. 3.10, Table 3.2,3.11). Ces trois années sont celles pour lesquelles le nombre de données est le plus limité (Table 3.2). La richesse du lot de données initiales impacte donc la qualité de l'estimation de l'apport amont par la méthode probabiliste.

L'application de la méthode aux données de l'année 2010, initialement acquises toutes les deux ou trois heures et interpolées à un pas de temps d'une heure montre de plus une augmentation de la robustesse statistique de l'estimation de la masse entrante (Table 5.4). Ainsi, l'augmentation par interpolation du nombre de données disponible permet d'obtenir des résultats dont la robustesse statistique est comparable à celle des années 2009 et 2011 (Table 5.4) : acceptées, mais avec un niveau de confiance limité. Les données de l'année 2009 ont été acquises avec un pas de temps horaire; celles de l'année 2011 sont des données à haute-résolution, mais leur nombre est limité, l'acquisition ayant débutée tardivement (fin juillet). Par ailleurs, une augmentation du nombre d'intégration (i.e de 10 000 à 100 000) n'affecte pas significativement les résultats, mais allonge considérablement les temps de calculs. Ainsi, l'augmentation du nombre de données par interpolation permet de mieux contraindre la distribution des résultats d'intégrations issue de la méthode de Monte-Carlo.

Dans le cas d'une application à une échelle de temps plus courte (e.g. année 2011) ou sur des données basses résolutions (e.g. année 2010), le fonctionnement de la méthode probabiliste peut être limité par le nombre de données. Cette limitation méthodologique est cohérente avec le fondement probabiliste de la méthode d'estimation de l'apport sédimentaire pendant les précipitations de la saison de fonte. En effet, cette méthodologie repose sur une succession de tirages aléatoires (i.e. Monte-Carlo) qui converge asymptotiquement vers une distribution normale lorsque le nombre d'événements, c'est-à-dire de tirages, augmente.

Au total, la méthodologie développée dans ce chapitre apparaît fiable à partir du moment où elle s'applique sur un lot de données suffisamment fourni et fonctionne efficacement à l'échelle annuelle. D'autre part, cette estimation probabiliste de la masse entrant annuellement dans le Plan des Eaux rend implicitement compte de la dynamique sédimentaire de ce dernier (Chapitre 2). En cela, c'est une amélioration significative par rapport au ratio fixe utilisé par Godon (2013). Aussi, la méthodologie probabiliste présentée dans ce Chapitre sera mise en oeuvre dans le Chapitre 5 afin de déterminer les apports glaciaires pendant les périodes de pluie de la saison de fonte ainsi que le bilan annuel de la plaine alluviale proglaciaire.

Chapitre 4

Temps de transfert et transport stochastique de la charge de fond du domaine proglaciaire estimés à partir de 4 années de positions de traceurs identifiés par radio-fréquence

4.1 Introduction . . . 98
4.2 Les sédiments grossiers de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux . . 101
4.3 Suivi de galets par identification radio-fréquence . . . 106
4.3.1 Traçage radio-fréquence . . . 106
4.3.2 Traceurs utilisés . . . 107
4.3.3 Suivi par antenne mobile . . . 108
4.3.4 Suivi par antenne statique . . . 109
4.3.5 Phases d'expérimentation . . . 110
4.3.6 Exploitation de la base de données de position des traceurs . . . 112
4.4 Caractérisation du transport stochastique de la charge de fond . . . 114
4.5 Analyse de la qualité de la mise en oeuvre . . . 120
4.5.1 Taux de récupération des mesures par antenne mobile . . . 120
4.5.2 Détection par antenne statique . . . 122
4.6 Description phénoménologique du transport de la charge de fond . . . 124
4.6.1 Influence de la granulométrie sur le transport . . . 124
4.6.2 Influence de la morphologie sur le transport . . . 124
4.6.3 Influence de la position initiale sur le déplacement . . . 126
4.6.4 Mesures consécutives du déplacement . . . 128
4.6.5 Relation entre vélocité virtuelle et débit . . . 130
4.6.6 Synthèse phénoménologique . . . 132
4.7 Description probabiliste du transport de la charge de fond . . . 133

4.7.1 Description statistique des distributions des déplacements et des vélocités virtuelles . . . 133
4.7.2 Modèle probabiliste du transport de la charge de fond . . . 135
4.8 Discussion . . . 140
4.8.1 Évaluation des biais méthodologiques . . . 140
4.8.2 Diffusion à long terme de la charge de fond . . . 141
4.9 Conclusion . . . 143

4.1 Introduction

De précédentes études indiquent que la charge de fond représente une portion non négligeable de l'export des torrents proglaciaires (e.g. Bezingue, 1989; Weiss, 1996). Dans le cadre du changement climatique actuel, il est envisagé que les écroulements et la production sédimentaire augmentent dans les bassins versants de haute montagne (e.g. Knight and Harrison, 2014). A l'échelle du 21ème siècle, le retrait glaciaire (e.g. Huss, 2012) entraînerait cependant des débits estivaux moins importants (e.g. Fatichi et al., 2015)et cette diminution du volume d'eau transitant dans les torrents de haute-montagne impacterait négativement l'export en charge de fond des bassins versants alpins (Raymond Pralong et al., 2015). Toutefois, les précipitations jouent un rôle majeur dans l'export sédimentaire et les projections réalisées pour le 21ème siècle indiquent que les événement extrêmes seraient plus fréquents (e.g. Mallakpour and Villarini, 2015) et plus intenses (e.g. Ban et al., 2015). Ainsi, l'évolution de l'export en particules grossières des bassins versants de haute-montagne est mal contrainte et la question du temps de transfert des sédiments reste centrale (Phillips, 1991; Knight and Harrison, 2014).

Dans le cadre de la présente recherche doctorale, les flux sédimentaires dans le bassin versant du glacier des Bossons sont quantifiés. Le transport des silts et des sables a été étudié dans le chapitre 1 pour le domaine glaciaire, et dans le chapitre 2 pour le domaine proglaciaire. Au sein de ce dernier, les particules fines ont un temps de stockage et de déstockage inférieur à l'année (Chapitre 2). L'origine de ce matériel sédimentaire fin est double : il est d'une part apporté de manière continue par l'érosion sous-glaciaire et d'autre part de manière discontinue au cours d'événements extrêmes survenant sur les versants proglaciaires (Chapitre 2). Ces apports stochastiques représentent également une source significative de particules plus grossières. Ces dernières constituent la charge de fond du torrent des Bossons et sont ultimement évacuées vers l'aval.

Plusieurs méthodologies sont actuellement mises en oeuvre pour estimer la charge de fond (e.g. Rickenmann et al., 2012). Toutefois, la configuration du torrent des Bossons ne permet pas de mettre en oeuvre en continu des méthodes d'échantillonnages directs ou nécessitant la présence d'un ouvrage d'art. Une approche mécanique classique du transport fait correspondre l'initiation du mouvement d'un grain au dépassement d'un seuil critique en contrainte ou en débit (e.g. Lamb et al., 2008). Cependant, prédire de cette manière le transport solide reste complexe malgré des décennies d'expérimentations et de simulations (e.g. Lamb et al., 2015; Yager et al., 2015). En particulier, le débit critique permettant le déplacement n'est pas constant (Turowski et al., 2011; Petit et al., 2015). D'autres facteurs contrôlent le débit solide

et la disponibilité en sédiment (e.g. Gintz et al., 1996) : l'imbrication et l'enfouissement des grains (e.g. Prancevic and Lamb, 2015b,a), la rugosité (e.g. Inoue et al., 2014; Johnson, 2014) et la turbulence sont déterminants (e.g. Schmeeckle, 2014).

La turbulence entraîne en effet des fluctuations transitoires de contrainte autour des grains (e.g. Kleinhans and van Rijn, 2002; Hsu et al., 2014). L'observation de cette composante aléatoire du transport fonde la base conceptuelle des modèles stochastiques de transport. H.A. Einstein (1937, 1950) a ainsi le premier conceptualisé le transport de la charge de fond comme une marche aléatoire : les particules du lit effectuent des sauts de longueur aléatoire interrompus par des périodes de repos à la durée également aléatoire. Cette approche probabiliste est soutenue par les résultats d'expériences en laboratoire (Shaw et al., 2008; Sun et al., 2015; Fathel et al., 2015) ou de simulations numériques (e.g. Fan et al., 2014; Pelosi et al., 2014). Cette description d'un transport solide stochastique bénéficie des apports de la physique statistique : théorie cinétique des gaz (Gibbs, 1902) et mouvement brownien (A. Einstein, 1905). Ainsi, la propagation de la charge de fond vers l'aval est décrite comme l'évolution spatio-temporelle de la distribution statistique de la position des grains (e.g. Lajeunesse et al., 2013). Cette approche correspond à l'advection et à la diffusion d'une densité de probabilité.

A une échelle de temps longue, pertinente pour étudier les flux sédimentaires, le mode de diffusion des particules n'est cependant pas bien contraint (e.g. Zhang et al., 2012). Le comportement diffusif est toutefois déterminé par les distributions statistiques des temps de repos et des longueurs de saut (e.g. Weeks et al., 1996; Hassan et al., 2013). Aux échelles de temps longues, ces dernières ont été évaluées par le suivi de traceurs identifiés par radio-fréquence (e.g. Lamarre and Roy, 2008b; Liébault et al., 2011). Cette méthodologie a également permis de déterminer indirectement les caractéristiques du transport stochastique de la charge de fond (e.g. Phillips et al., 2013; Olinde and Johnson, 2015) et de contraindre son temps de transfert.

Ainsi, dans le but de déterminer le temps de transfert de la charge de fond dans le domaine proglaciaire du glacier des Bossons, ∼1000 galets ont été marqués au moyen de traceurs radio-fréquence. Leurs positions ont été mesurées au cours de 44 campagnes de 2011 à 2014. Ce riche lot de données permet de décrire le transfert des particules grossières d'un point de vue phénoménologique mais également d'un point de vue probabiliste. La section 4.2 présente le Plan des Eaux d'un point de vue sédimentologique. La section 4.3 décrit les méthodes employées : traçage par méthode radio-fréquence, suivi par antenne mobile et fixe et exploitation automatique des bases de données collectées. La section 4.4 présente également les enjeux de l'approche probabiliste utilisée. La section 4.5 reporte les résultats de la mise en oeuvre méthodologique. Les sections 4.6 et 4.7 sont le coeur de ce chapitre. La première décrit les résultats des différentes expériences menées dans la plaine alluviale et fournit une description phénoménologique du transport de la charge de fond. La seconde 4.7 rapporte l'exploitation probabiliste des données. Cette dernière aboutit à une description de l'évolution temporelle de la charge de fond dans le domaine proglaciaire. L'originalité de ce travail réside dans l'estimation de l'évolution temporelle de la dispersion de la charge de fond en milieu naturel et aux échelles de temps longues ; à ma connaissance, ceci n'a jamais été réalisé pour des granulométries supérieures aux sables.

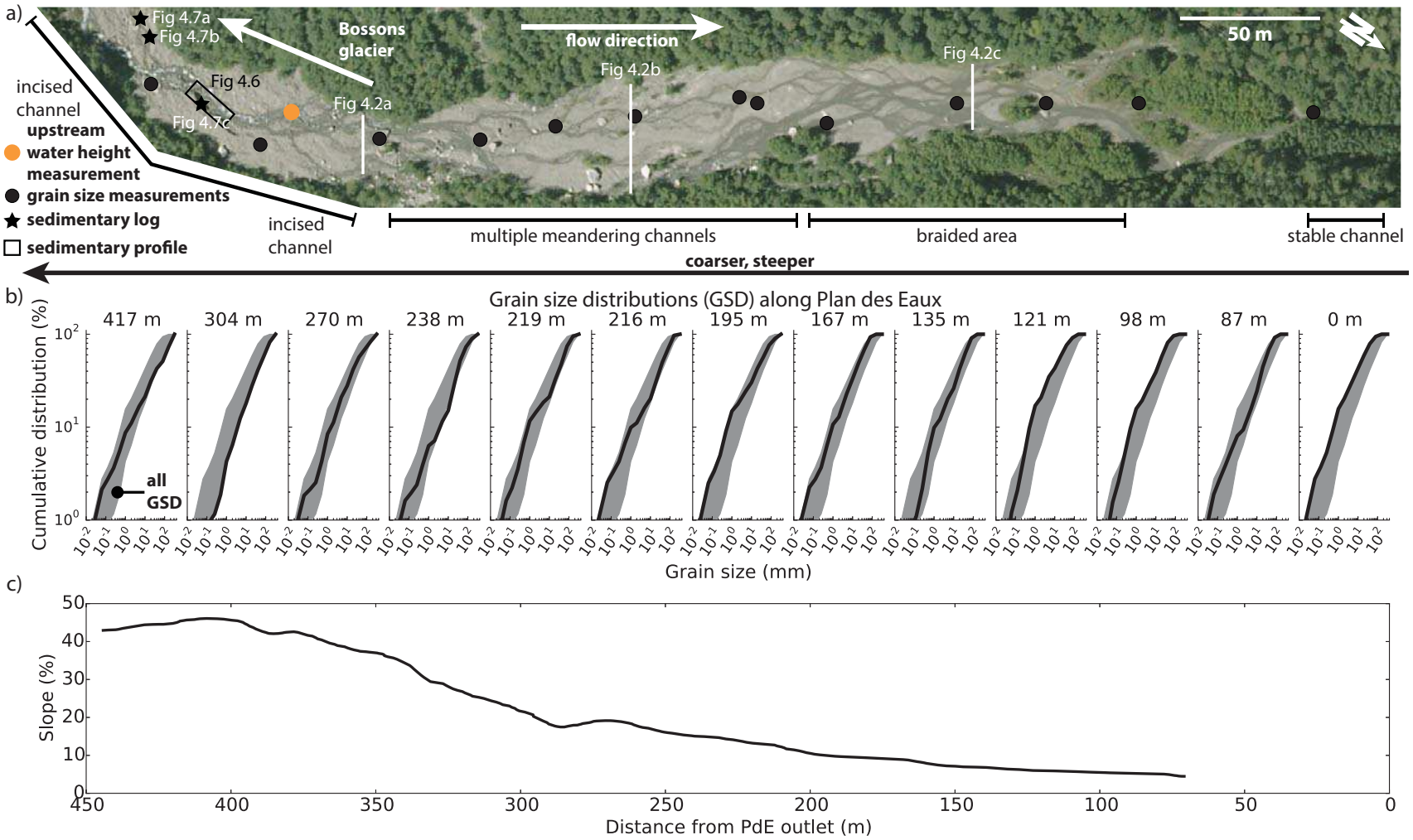


FIGURE *4.1 – Présentation de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux. a) Photographie aérienne réalisée en 2015 par l'IGN. Les points de mesures de la granulométrie, de la hauteur d'eau amont et des logs sédimentaires sont indiqués. b) Distribution granulométrique dans le Plan des Eaux pour les granulométries en 0.084 et 320 mm. La zone grisée représente l'enveloppe enter la distribution la plus fine et la distribution la plus grossière. D'amont vers l'aval, les distributions tendent à devenir plus fines. Les données granulométriques sont décrites dans l'Annexe B.1. c) Évolution de la pente d'amont en aval.*

4.2 Les sédiments grossiers de la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux

Cette section correspond à une présentation (i) de la plaine alluviale proglaciaire du glacier des Bossons ; (ii) de son évolution topographique ; et (iii) des facteurs contrôlant cette évolution.

Le bassin versant du glacier des Bossons est un environnement idéal pour étudier les processus d'érosion en domaine glaciaire et proglaciaire. Il a été décrit dans les chapitres 1 et 2 avec un intérêt particulier porté respectivement au domaine glaciaire et à la fraction fine du domaine proglaciaire. Ce dernier est composé d'une section en cascade et d'une plaine alluviale proglaciaire (i.e. sandur, Figure 2.2). Ce Plan des Eaux agit pour les sables et les silts comme un tampon hydro-dynamiquement contrôlé (Chapitre 2). De l'amont vers l'aval, la plaine proglaciaire évolue significativement (Fig. 4.1a) : l'écoulement se fait successivement dans un seul chenal très incisé (Fig. 4.2a), plusieurs chenaux aux migrations parfois importantes (Fig. 4.2b) et une section avec un écoulement en tresses (Fig. 4.2c). Le matériel sédimentaire du Plan des Eaux s'affine significativement vers l'aval (Fig. 4.1b, Annexe B.1). La part majoritaire du matériel sédimentaire de la plaine alluviale du Plan des Eaux est grossière, c'est-à-dire d'une granulométrie supérieure aux sables grossiers et aux graviers. De l'amont vers l'aval, la variation de gradient de pente est importante avec des pentes variant de 30 à 5% (Fig. 4.1c).

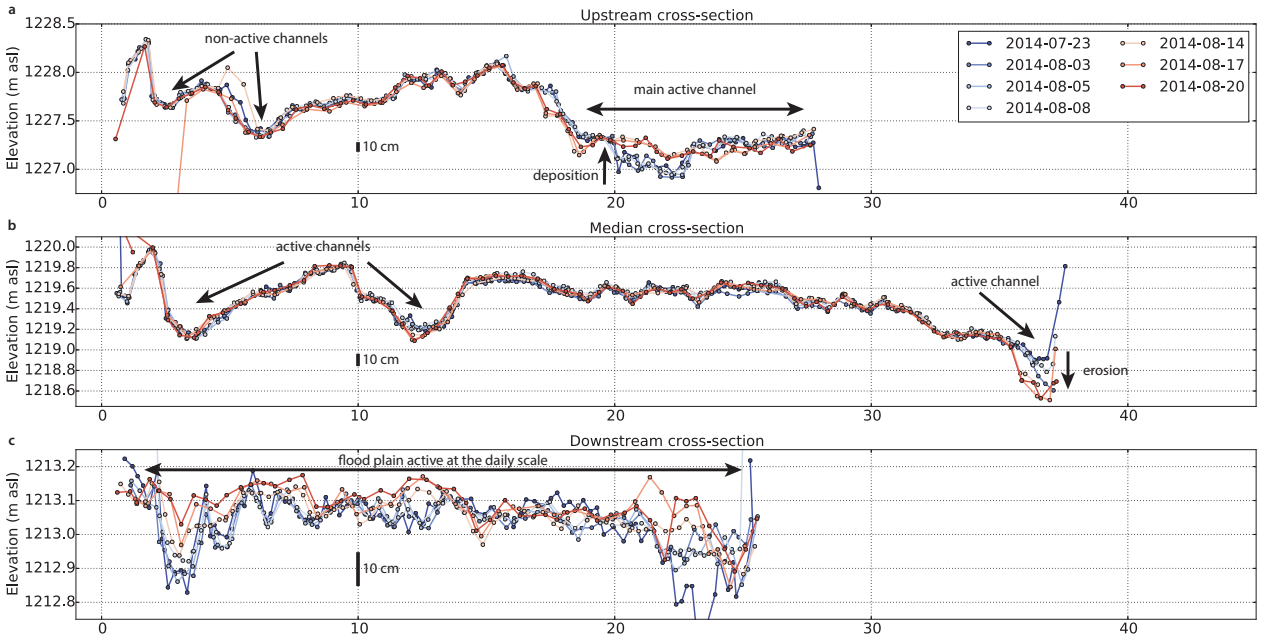


FIGURE *4.2 – Profils en travers de la plaine alluviale du Plan des Eaux. a) Profil amont ; b) Profil médian ; c) Profil aval. Les chenaux actifs et non-actifs sont indiqués. Le suivi a été réalisé pendant un mois du 23 juillet (bleu) au 20 août (rouge) 2014. La localisation est indiquée sur la Fig. 4.1.*

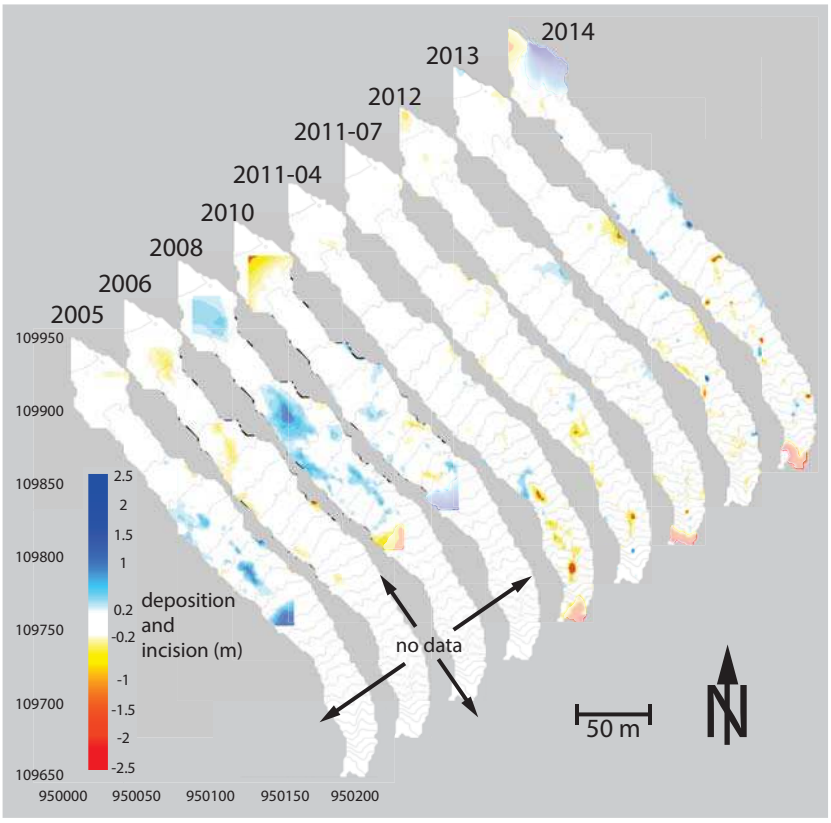


FIGURE *4.3 – Évolution annuelle des dépôts et incisions dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférée par différences entre les MNT consécutifs établis de 2004 à 2014.*

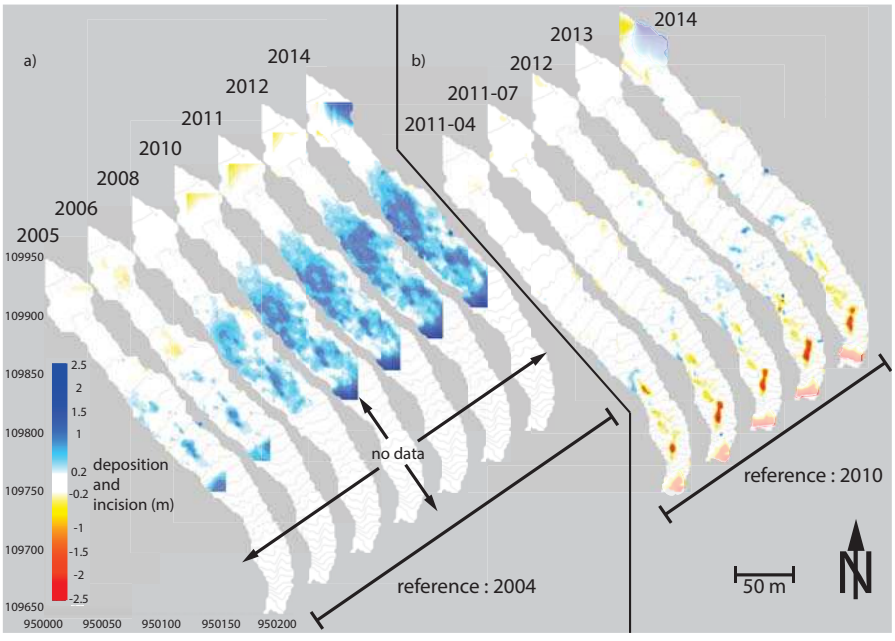


FIGURE *4.4 – Évolution des dépôts et incisions cumulés dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférée par différences entre un MNT de référence (a) 2004 ; b) 2010) et les suivants.*

FIGURE *4.3 – Évolution annuelle des dépôts et incisions dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférés par différences entre les MNT consécutifs établis de 2004 à 2014 par GPS différentiel . La carte désignée par "2005" représente la différence entre le MNT précédent, 2004 et celui de 2005. L'incision est représentée dans les tons rouges, le dépôt dans les tons bleus. L'incertitude de mesure verticale étant estimée à 0.1 m, les données entre 0.2 et -0.2 m ont été retirées. Certaines valeurs extrêmes en limite de modèle ne sont pas cohérentes avec les observations de terrain : dépôts amont 2010 et aval 2014, et incision amont 2011-04, 2012, 2014. Les coordonnées sont en Lambert II. Les données sont décrites dans l'Annexe B.2.*

FIGURE *4.4 – Évolution des dépôt et incision cumulés dans la plaine alluviale du glacier des Bossons inférés par différences entre modèle numériques de terrain (MNT) acquis par GPS différentiel . a) Différence entre le MNT établi en 2004 sur la partie basse du Plan des Eaux et les MNT de 2005, 2006, 2008, 2010, juillet 2011, 2012 et 2014 ; b) Différence entre le MNT établi en 2010 sur la totalité du Plan des Eaux et les MNT d'avril 2011, juillet 2011, 2012, 2013 et 2014 ; a-b) L'incision est représentée dans les tons rouges, le dépôt dans les tons bleus. L'incertitude de mesure verticale étant estimée à 0.1 m, les données entre 0.2 et -0.2 m ont été retirées. Certaines valeurs extrêmes en limite de modèle ne sont pas cohérentes avec les observations de terrain : dépôts aval 2014 et incision amont 2011-04, 2011-07,2012,2013, 2014. Les coordonnées sont en Lambert II. Les données sont décrites dans l'Annexe B.2.*

L'évolution topographique et le bilan sédimentaire du Plan des Eaux ont été quantifiés de 2004 à 2014. Les mesures topographiques ont été réalisées au moyen d'un GPS différentiel et la description complète de l'acquisition et des données est rapportée dans l'Annexe B.2. La différence entre deux modèles numériques de terrain (MNT) permet d'estimer l'incision et le dépôt dans le sandur. Les variations entre deux MNT consécutifs montrent des dynamiques de dépôt dans la partie aval de la plaine alluviale et des dynamiques d'incision à l'amont (tons rouges et bleus respectivement, Figure 4.4). Les changements d'altitude par rapport à un MNT de référence soulignent cette différence entre amont et aval (Figure 4.4). En particulier, à partir de 2008, une aggradation sédimentaire progresse vers l'aval (Figure 4.4a). Les données amont indiquent par ailleurs une zone d'incision correspondant au chenal principal (Figure 4.4b). Un ou plusieurs événements ont donc probablement apporté du matériel à l'amont du Plan des Eaux entre 2006 et 2008. Ce matériel a par la suite été distribué vers l'aval et localement incisé à l'amont. Compte-tenu de la granulométrie et du temps de transfert des particules fines, inférieur à l'année (Chapitre 2), ces variations de volume sont principalement portées par de la fraction grossière.

La différence entre deux MNT (Fig. 4.4) fournit une estimation des masses de sédiments exportés et déposés dans la plaine alluviale du Plan des Eaux (Fig. 4.5). Le bilan sédimentaire du Plan des Eaux est principalement positif et correspond à l'aggradation observée (Fig. 4.4). Sur la période 2006-2008, l'incision est relativement faible par rapport aux dépôts et le bilan est significativement positif : $\sim 595 \pm 110$ t.an^{-1}. En faisant l'hypothèse que ce matériel provient du domaine proglaciaire à l'amont du Plan des Eaux, cette masse correspond à un taux d'érosion de 4.35 ± 2.00 mm.an^{-1} et représente probablement l'occurence d'un événement

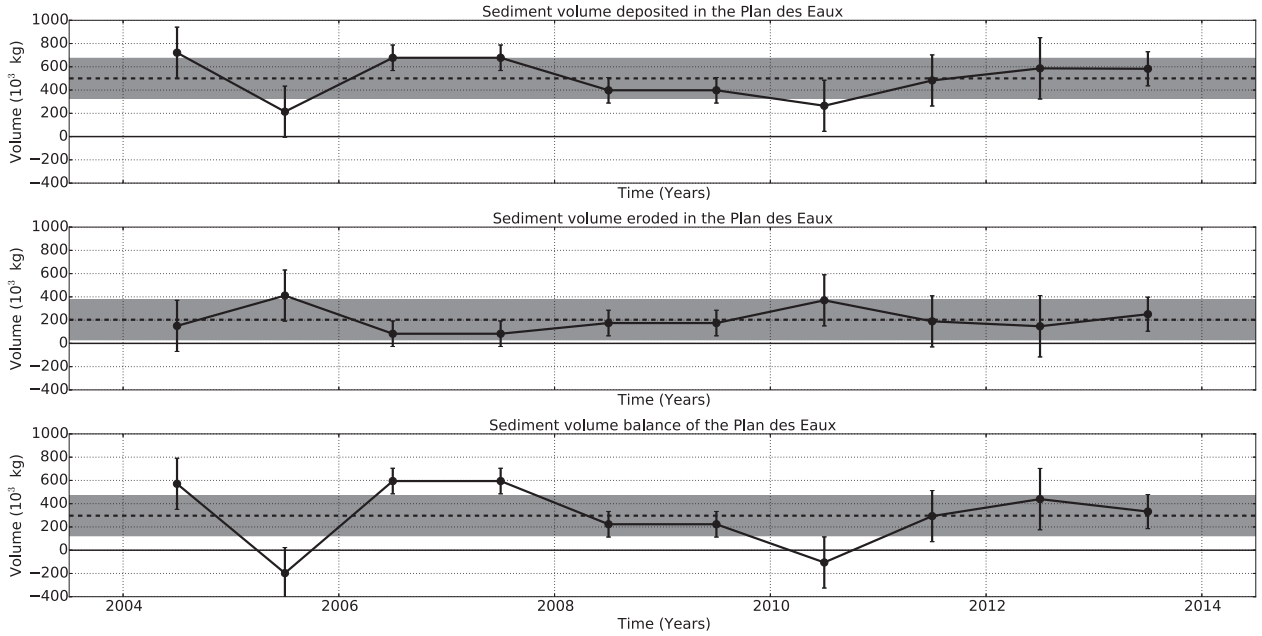


FIGURE *4.5 – Bilan sédimentaire du Plan des Eaux. a) Évolution annuelle des masses de sédiments déposés dans le Plan des Eaux ; b) Évolution annuelle des masses de sédiments érodés dans le Plan des Eaux ; c) Bilan sédimentaire annuel du Plan des Eaux. Le bilan annuel moyen correspond à un dépôt de* $\sim$ *270* $\pm$ *190 t. Les données utilisées correspondent à celles de la Fig. 4.4. Les données sont décrites dans l'Annexe B.2.*

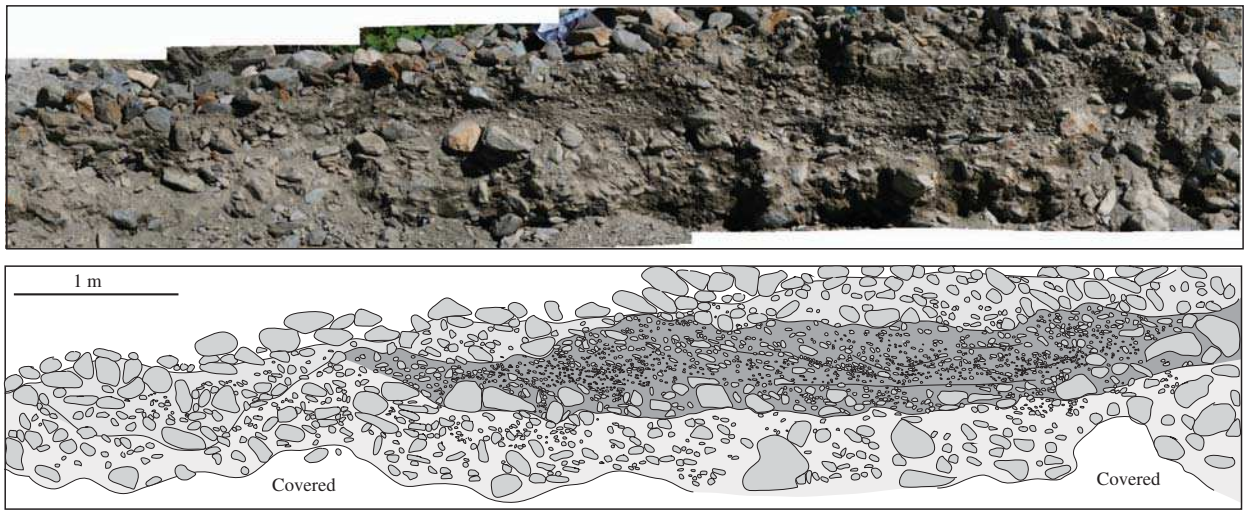


FIGURE *4.6 – Coupe sédimentologique de l'incision amont réalisée en 2011. Une séquence de plusieurs événements est visible avec un changement de dynamique significatif entre l'unité basale et l'unité intermédiaire. L'unité supérieure est discordante (surface d'érosion et progradation grossière). Source : Ravier and Buoncristiani (2011).*

extrême. Sur la période 2009-2013 pour laquelle les MNT ont été réalisés sur la surface complète du Plan des Eaux, le bilan annuel moyen est de $\sim 235 \pm 190$ t.an^{-1}. Rapportée à la surface du domaine proglaciaire à l'amont du Plan des Eaux, cette masse correspond à un taux d'érosion moyen de 0.28 ± 0.17 mm.an^{-1}.

Deux facteurs principaux contrôlent l'apport annuel de sédiments grossiers dans le Plan des Eaux : l'occurrence d'événements extrêmes en amont et la dynamique de migration des écoulements proglaciaires. D'une part, des événements (e.g. avalanches, coulées de boue) apportent d'importants volumes de sédiments dans la plaine alluviale. Ainsi, les sédiments révélés par l'incision amont correspondent à une séquence de plusieurs événements (Fig. 4.6). Un changement de dynamique est visible entre l'unité basale et l'unité intermédiaire, et l'unité se trouvant au sommet de la séquence est discordante (surface d'érosion et progradation de faciès grossier). En 2015, une chute de sérac a comblé l'incision métrique à l'amont du Plan des Eaux et sensiblement modifié la topographie de cette zone (Fig. 2.3). Au cours de la période 2006-2008, il est possible qu'un ou plusieurs épisodes catastrophiques aient apporté à l'amont du Plan des Eaux du matériel sédimentaire, redistribué par la suite vers l'aval.

D'autre part, le matériel sédimentaire du Plan des Eaux correspond en partie à des remplissages de chenaux dans un système fluviatile torrentiel (Ravier and Buoncristiani, 2011). Ainsi, les logs sédimentaires présentent de petites séquences grano-décroissantes avec des surfaces d'érosion à leur base suivies de lags conglomératiques grossiers (Fig. 4.7). Des modifications dans la direction des chenaux sont soulignées par les changements dans la stratification des logs amont (Fig. 4.7a-b). La granulométrie du log aval diminue significativement et indique un éloignement de la source (i.e. un retrait du glacier ; Fig. 4.7c).

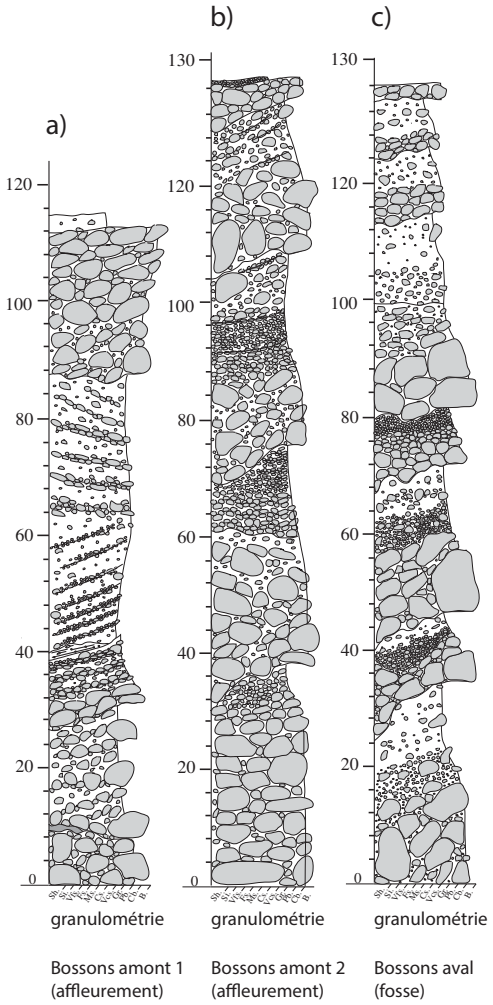


FIGURE *4.7 – a-c) Logs sédimentaires réalisés dans la partie amont du Plan des Eaux. Source : Ravier and Buoncristiani (2011). La localisation est rapportée sur la Fig. 4.1.*

Les migrations des chenaux proglaciaires identifiées dans les levés sédimentologiques (Fig. 4.7) peuvent être à l'origine de la progadation d'un corps sédimentaire dans la plaine alluviale proglaciaire (Fig. 4.4). En effet, les processus de versants et le recul du glacier

sont tous deux être à l'origine de modifications dans les écoulements proglaciaires. En particulier, lorsque le nombre de chenaux proglaciaires diminue, la capacité de transport des chenaux actifs augmente. En 2008, l'un des chenaux proglaciaires majeurs a cessé de fonctionner à la suite du recul du glacier et les eaux de fonte se sont écoulées dans un chenal unique. Cette modification de la morphologie des écoulements a pu entraîner l'incision et la progradation observées respectivement dans les parties amont et médiane du Plan des Eaux.

4.3 Suivi de galets par identification radio-fréquence

Cette section présente (i) des considérations méthodologiques générales ; (ii) la description des traceurs utilisés ; (iii) le suivi par antenne mobile ; (iv) le suivi par antenne fixe ; (v) les différentes expérimentations menées et (vi) l'exploitation des bases de données.

4.3.1 Traçage radio-fréquence

Dans ce chapitre, les caractéristiques du transport de la charge de fond sont évaluées à partir de la position de galets identifiés par radio-fréquence (RFID, *Radio-Frequency IDentification*). La méthode RFID repose sur l'utilisation de transpondeurs ou PIT (*Passive Integrated Transponder*). Ces derniers transmettent une information (e.g. un code) lorsqu'ils sont soumis à une sollicitation électro-magnétique. Cette technologie a des applications très larges : identification des avions, suivi de population animale, anti-vols électroniques, etc. En géomorphologie, cette méthodologie a été mise en oeuvre pour étudier plusieurs aspects du transport solide grossier : l'évolution morphologique des structures sédimentaires (e.g. Lamarre and Roy, 2008a; Chapuis et al., 2014b), les seuils de transport (e.g. Mao and Lenzi, 2007; Lamarre and Roy, 2008b) ou encore la relation entre le déplacement des traceurs et les conditions hydro-dynamiques (e.g. Phillips et al., 2013; Houbrechts et al., 2015). Dans toutes ces études, les transpondeurs sont insérés dans la classe granulométrique dont le suivi est désiré. Les traceurs sont ensuite replacés dans le milieu naturel, à la surface ou enterrés en fonction du processus étudié. La détection des traceurs est ensuite réalisée par un opérateur à pied ou au moyen d'une antenne fixe placée dans l'écoulement (e.g. Schneider et al., 2010).

Les articles de Lamarre et al. (2005), Chapuis et al. (2014a) et Arnaud et al. (2015) exposent exhaustivement les limitations techniques de la recherche par antenne mobile. Notamment, il est rare que tous les traceurs soient retrouvés et les taux de récupération varient fortement. Pour les études effectuées dans des chenaux relativement stables, les taux de récupération sont hauts, même après plusieurs années (Lamarre et al., 2005 : >90% ; Liébault et al., 2011 : 89% ; Phillips et al., 2013 : 90% ; Bradley and Tucker, 2012 : >95% Houbrechts et al., 2015 : 80%). Les études portant sur la dynamique des formes sédimentaires rapportent des taux plus faibles (Lamarre and Roy, 2008b : > 55% ; Chapuis et al., 2014b : 40%). Enfin, l'étude de Lenzi (2004) effectuée dans un environnement proche de celui du torrent des Bossons correspond à un taux de récupération de 65%.

La détection partielle des transpondeurs s'explique par plusieurs effets. Tout d'abord, une distance maximale de détection existe à la fois verticalement et latéralement par rapport aux

traceurs. En utilisant une antenne circulaire de diamètre 0.5 m, Lamarre et al. (2005) rapportent une profondeur de détection maximale de 0.5 m et une détection latérale jusqu'à 0.4 ± 0.06 m du traceur. L'étude très détaillée de Chapuis et al. (2014a) indique un optimum de détection à 0.15 m de profondeur et une diminution significative de la probabilité de détection dès 0.4 m. L'orientation du transpondeur dans le champ magnétique de l'antenne est le paramètre déterminant pour la détection. Ainsi, les transpondeurs orientés perpendiculairement par rapport au plan de l'antenne ont une probabilité significativement plus importante d'être détectés par rapport à ceux orientés parallèlement à ce plan (Chapuis et al., 2014a; Arnaud et al., 2015). La détection est également meilleure lorsque la direction de passage de l'antenne au-dessus du transpondeur est parallèle à l'axe principal de ce dernier (plutôt que perpendiculaire, Chapuis et al., 2014a). Par ailleurs, la présence de plusieurs transpondeurs dans le champ magnétique de l'antenne gêne voire empêche leur détection respective (Chapuis et al., 2014a). La présence de matériel sédimentaire ou d'eau entre l'antenne et le traceur (Chapuis et al., 2014a; Arnaud et al., 2015), la variabilité inter-opérateur (Arnaud et al., 2015) et la vitesse relative entre antenne et transpondeur (Schneider et al., 2010) ont une influence faible sur la détection. Enfin, Arnaud et al. (2015) rapporte une diminution de la distance de détection avec la décharge de la batterie alimentant l'antenne ; cet effet est significatif après 5.5 heures pour une batterie de 4 Ah.

4.3.2 Traceurs utilisés

Deux catégories de transpondeurs ont été utilisées dans cette étude : des PITs de 23 mm (modèles RI-TRP-WRHP et TRP-GR30ATGA) et des PIT de 12 mm (modèle TRP-GR30TGC). Ces PIT sont fabriqués par Texas Instrument et ont été achetés auprès de la société CIPAM. Leur fréquence de fonctionnement est comprise entre 123.2 et 134.2 kHz. Ils sont protégés par une coque en verre et sont certifiés comme résistant aux chocs et vibrations. Les PIT de 23 mm sont notamment certifiés comme résistant à un choc dont l'accélération de pic est de $300 \times g$ ($g = 9.81$ m.s^{-2}).

La qualité de la détection de notre antenne mobile a été caractérisée par Albertino et al. (2013). Le matériel utilisé a une durée de lecture de 70 ms et une distance de lecture inférieure à 60 cm. La détection ne semble pas significativement impactée lorsque le PIT est recouvert par un galet ou des sédiments. Les différents types de transpondeurs utilisés montrent une réponse similaire au champ magnétique de l'antenne. Cependant, leur détection est meilleure lorsque l'axe principal de la puce est orienté vers le centre de l'antenne. Par ailleurs, si plusieurs PIT se trouvent dans le champ magnétique, il y a un effet masque et aucune puce n'est détectée. Les paramètres contrôlant la détection sont donc la distance séparant le PIT de l'antenne, l'orientation de ce dernier et la distribution des transpondeurs les uns par rapport aux autres (i.e. effet de masque). Ces considérations sont équivalentes à celles reportées par Chapuis et al. (2014a) et Arnaud et al. (2015).

En fonction de leur taille et de leur résistance, les galets ont été équipés de leur PIT sur le terrain ou en laboratoire. Seuls les galets les plus volumineux (e.g. 16 ou 32 cm d'axe principal) ont été suffisamment résistants pour être perforés sur le terrain. Dans ce cas, le trou dans lequel est logé le transpondeur est scellé par de la colle d'ancrage (modèle HIT-RE-500-SD).

La majorité des galets ont toutefois été prélevés dans le Plan des Eaux et équipés de leur PIT dans le laboratoire de sédimentologie de l'ISTerre (Le Bourget-du-Lac France). Le PIT a alors été placé dans une encoche réalisée à la disqueuse à eau par Mr. Fayçal Soufi du laboratoire EDYTEM (Le Bourget-du-Lac, France). Le PIT est ensuite scellé dans l'encoche au moyen de la colle d'ancrage (Fig. 4.8). L'utilisation d'une colle à prise lente, d'une spatule et de gants en vinyle a permis de limiter au maximum la protubérance constituée par le transpondeur.

Une fois équipés du PIT, les galets sont pesés et leurs axes mineur, intermédiaire et principal mesurés. Tous les galets sont alors identifiés avec le format $xxYYzzz$ où xx désigne la classe granulométrique, YY l'expérience et zzz un numéro. Ainsi, le 24^{e} galet de l'expérience A et de taille 8 cm est codé 08A24. Les PIT de 23 mm utilisés sont directement encodables et leur détection sur le terrain renvoie directement leur identifiant expérimental. L'identifiant des PIT de 12 mm ne peut être modifié, aussi la correspondance entre les identifiants du constructeur et l'expérience est assurée au cours du post-traitement.

FIGURE *4.8 – Équipement d'un galet avec un PIT*

4.3.3 Suivi par antenne mobile

L'antenne mobile utilisée pour la détection des PIT tag est commercialisée par la société CIPAM. Elle se présente comme un cercle plastique dans lequel est inséré le câble formant le circuit de l'antenne (Fig. 4.9). Une perche fixée sur un diamètre du cercle en plastique permet à l'utilisateur de manier le dispositif de recherche. Ce dernier est complété par un coffret de lecture 134 kHz ainsi qu'une batterie de 12V-12Ah. L'opérateur transporte également un récepteur GPS différentiel permettant de lever la position d'un galet lorsque ce dernier est détecté. Ce matériel de positionnement est le même que celui utilisé pour lever les MNT (Annexe B.2). Une claie est utilisée pour porter l'ensemble du matériel.

44 campagnes de mesures ont été réalisées dans la plaine alluviale du Plan des Eaux avec 8 opérateurs différents : Cécile Godon (Godon, 2013), Hervé Guillon, Jean-Louis Mugnier et 5 stagiaires de l'Université de Savoie (Anthoine, 2012; Moine, 2012; Lecomte, 2013; Chignier, 2014; Raharinony, 2015). A chaque campagne de mesure des positions des traceurs, l'opérateur est parti d'un point amont ou aval de la zone à étudier. La zone de recherche a ensuite été couverte aussi exhaustivement que possible par itérations successives de passes perpendiculaires à la direction de l'écoulement du torrent proglaciaire. Les campagnes ont été menées du printemps à l'automne dans des conditions météorologiques et d'écoulement variées (Fig. 4.9).

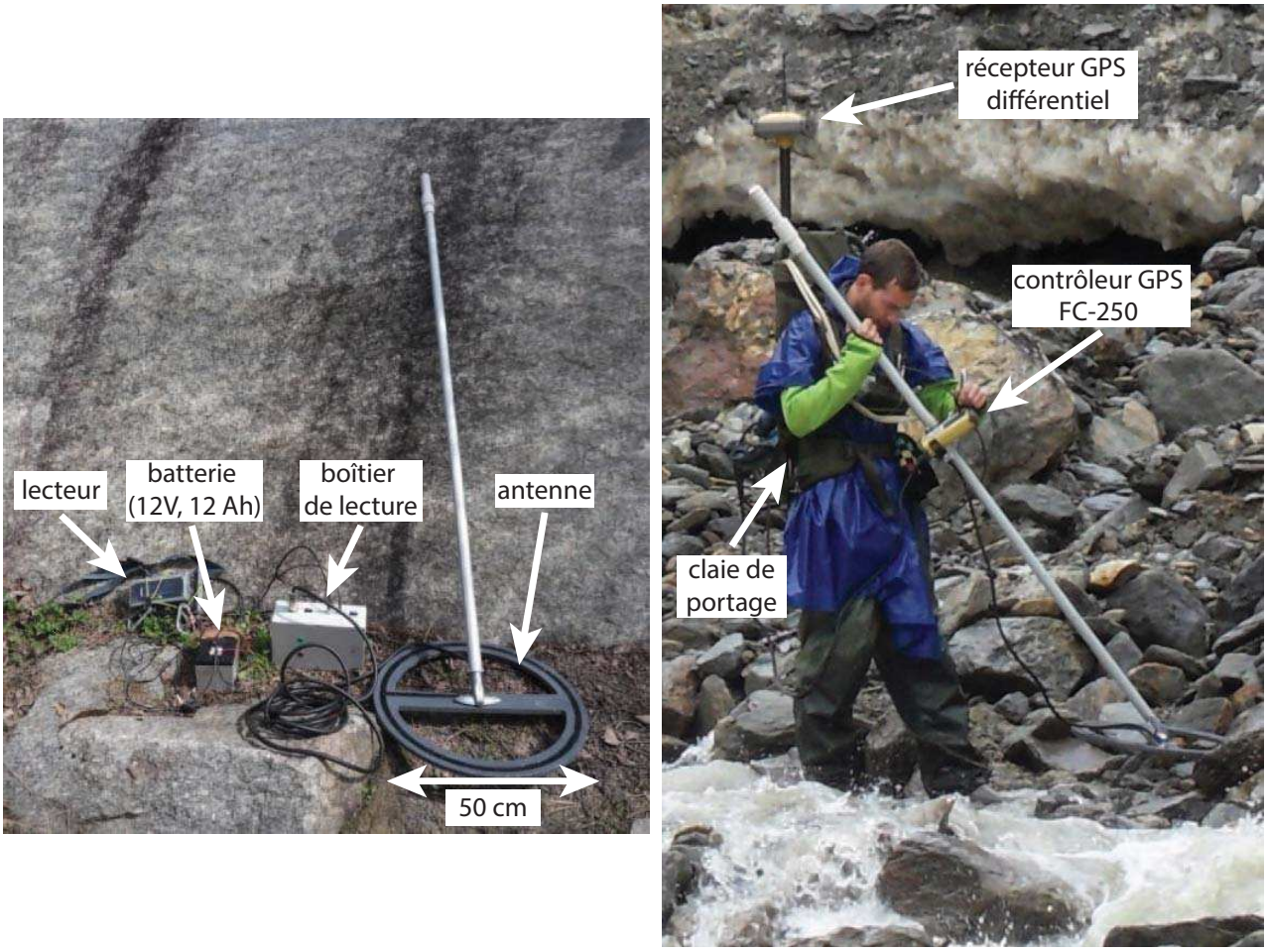


FIGURE *4.9 – Appareillage mobile pour le suivi des galets marqués par PIT.*

4.3.4 Suivi par antenne statique

Une antenne statique a été installée à la sortie du Plan des Eaux le 17 avril 2014. Il s'agit du modèle commercialisé par la société CIPAM sous le nom de *Coffret RFID 134 kHz, comptage de poissons*. Cet appareillage est initialement destiné à l'installation sur un ouvrage pérenne (e.g passe à poisson d'un barrage) et à être alimenté via le réseau de distribution électrique. Le coffret de lecture est composé des mêmes éléments que le boîtier de l'antenne mobile. Un ordinateur TO-660 assure toutefois l'enregistrement des galets lors de leur passage au-dessus de l'antenne (Fig. 4.10).

Compte-tenu de l'isolement du site étudié et de l'absence d'une alimentation électrique permanente, le système d'alimentation de secours a été utilisé afin de l'alimenter en permanence (Fig. 4.10). Le dimensionnement initial de notre système était de 86 Ah de batteries rechargées par 180 W de panneaux solaires pour une centrale dont la consommation quotidienne est de 33.6 Ah. Une dizaine de galets de 1 cm ont été disposés à $\sim$ 5 m à l'amont de l'antenne et ont montré un fonctionnement probant du dispositif. L'alimentation s'est cependant avérée insuffisante et la succession de cycles de marche et d'arrêt de la station a conduit à la

défaillance de la carte mémoire. En conséquence, mi-juillet 2014, des batteries et panneaux solaires supplémentaires ont été installés portant le dispositif à 162 Ah de batteries rechargées par 250 W de panneaux solaires. Ce dispositif a été couplé à un régulateur utilisant le suivi du point maximal de puissance (MPPT : *Maximum Power Point Tracking*) pour maximiser la puissance délivrée par les panneaux solaires. Afin de connaître les périodes d'arrêt du système, le voltage des batteries a de plus été enregistré.

FIGURE *4.10 – Appareillage statique pour le suivi des galets marqués par PIT. a) Antenne fixe installée dans le lit du torrent des Bossons à la sortie du Plan des Eaux ; b) Intérieur de la centrale d'acquisition de l'antenne RFID statique ; c) installation des panneaux solaires permettant de recharger les batteries.*

4.3.5 Phases d'expérimentation

Différentes expériences de suivi de galets marqués ont été réalisées dans le Plan des Eaux. Les lâchers A, B et C ont été réalisés dans le cadre d'une précédente thèse (Godon, 2013) et de deux stages de licences : Anthoine (2012) et Moine (2012). Les lâchers D, AA, AB, E et F ont été effectués dans le cadre du présent travail et des travaux de fin d'études de Lecomte (2013), Chignier (2014) et Raharinony (2015). Les expériences diffèrent par leurs positions initiales, par la taille et la forme des galets ainsi que par le nombre de traceurs utilisés (Table 4.1, Fig. 4.11). Les expériences A, B et C ont servis d'étude préliminaire pour le déplacement des galets, respectivement à l'amont, dans la partie médiane et à l'aval du Plan des Eaux. Les lâchers AA et AB ont permis d'étudier l'influence de la morphologie des galets sur leur déplacement. L'expérience D a été couplée à des mesures de déplacement de la charge de fond par méthode sismique (Gimbert et al., 2013, D). Les lâchers E et F ont été respectivement réalisés dans 9 et 5 sections à travers la plaine pour étudier d'amont en aval l'influence de

Lâcher	Date du lâcher	Tailles (cm)	Nombres	Lieu
A	28/06/2011	2, 4, 8, 16 et 32	109	Partie amont
B	24/07/2011	2 et 4	62	Partie médiane
C	04/08/2011	2	14	Partie aval
AA/AB	06/05/2013	4	64/55	Partie amont
D	23/07/2013	2 et 4	65	Partie amont et amont du PDE
E	14/04/2014	2, 4 et 8	118	9 sections de l'aval à l'amont
F	16/07/2014	1, 2, 4 et 8	539	5 sections de l'aval à l'amont

TABLE *4.1 – Caractéristiques des différents lâchers effectués. Les galets du lâcher AA/AB sont répartis en fonction de leur forme. Les galets AA correspondent aux galets plutôt sphéroïdes, les galets AB correspondent aux galets plutôt plats. PDE : Plan des Eaux*

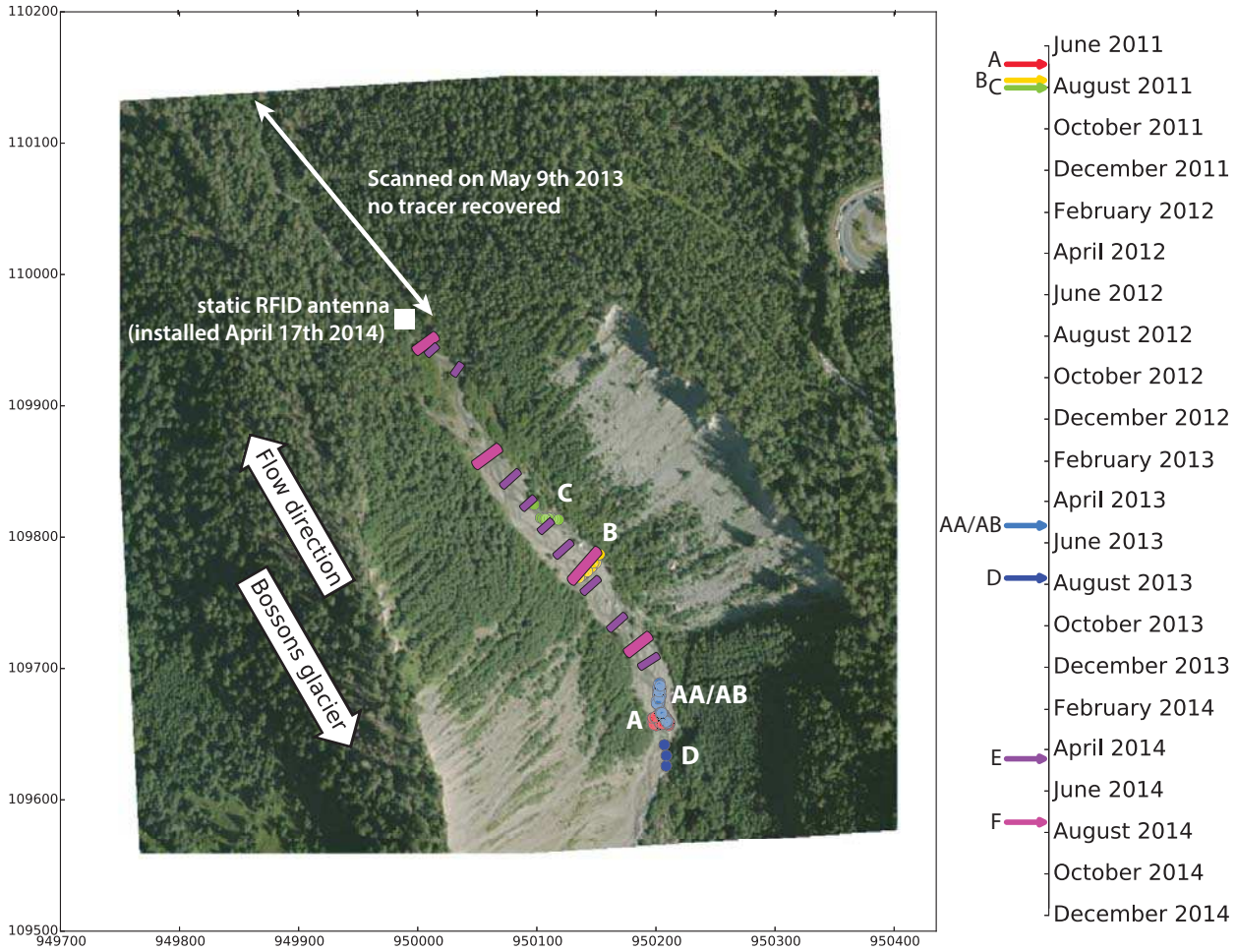


FIGURE *4.11 – Localisation initiale des galets des lâchers réalisés successivement dans le Plan des Eaux. Les positions des galets sur la carte et les flèches indiquant la date du lâcher ont le même code couleur.*

la localisation initiale : dans le chenal, sur la berge ou dans un interchenal (Fig. 4.12). Au total, 1026 galets ont été introduits dans la plaine alluviale. 13 et 9 d'entre eux correspondent respectivement aux granulométries grossières de 16 et 32 cm. Les tailles de grain plus faibles sont représentées respectivement par 100, 283, 409 et 212 traceurs pour les galets de 1, 2, 4 et 8 cm (Table 4.1).

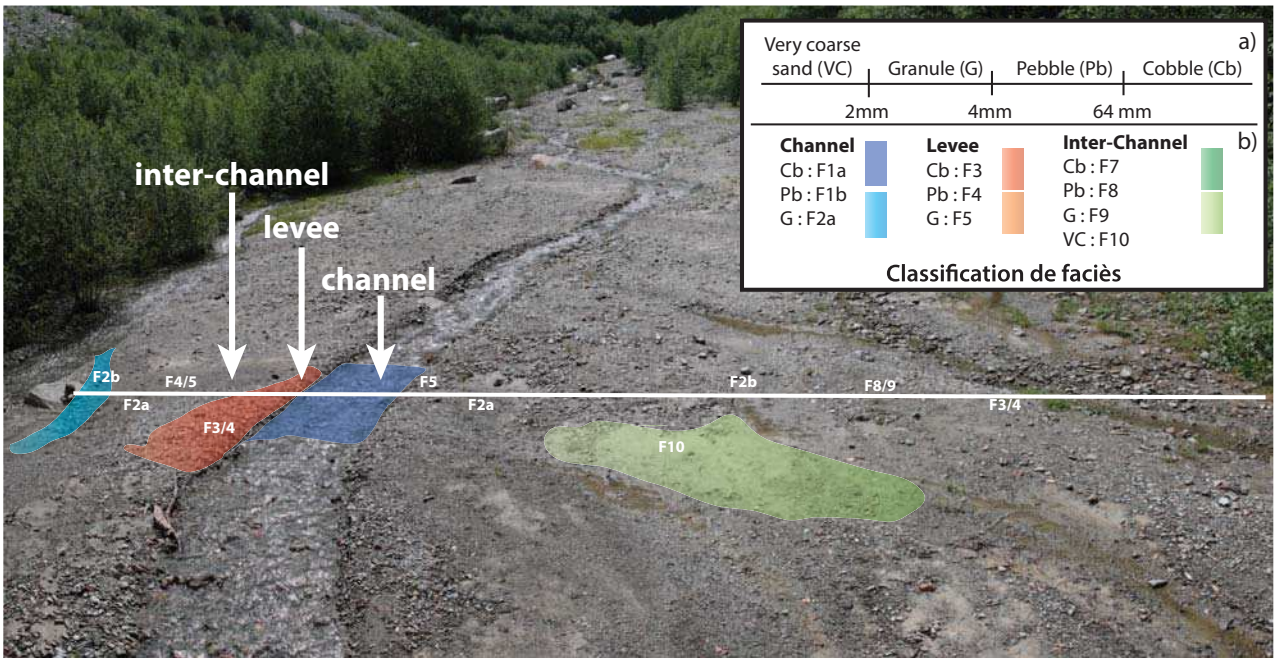


FIGURE *4.12 – Faciès sédimentaires associés aux chenaux, levées (berges) et inter-chenaux dans le Plan des Eaux. a) Définition granulométrique ; b) Classification en fonction de la position et de la granulométrie (Buoncristiani, 2016).*

4.3.6 Exploitation de la base de données de position des traceurs

Les galets retrouvés au cours d'une campagne sont localisés par leur position GPS. Les positions ne concernant pas la mesure des galets (e.g. positions d'autres appareils, tests) sont nettoyés manuellement. Ces données sont ensuite collectées automatiquement par un script et organisées en une base de données exploitable (Fig. 4.13a). Cette dernière contient l'identification et la position des PIT détectés pour chaque campagne ainsi que les positions successives associées à chaque PIT, sa taille et son poids. A partir de cette base de données, il est possible d'effectuer efficacement des calculs de déplacements entre chaque campagne. Généralement, les campagnes sont exploitées de manière séquentielle en les couplant successivement pour calculer le déplacement entre chacune d'elles (e.g. Liébault et al., 2011). Cependant, une particularité de notre lot de données est le grand nombre de campagne (44) réalisées dans un temps comparativement court (3 ans). Aussi, les déplacements des galets sont calculés en effectuant toutes les permutations de campagnes possibles produisant théoriquement 946 couples possibles de campagnes (Fig. 4.13b). Cette approche a déjà été mise en oeuvre par Phillips et

al. (2013) avec cependant un nombre plus réduit de campagnes (6). Les déplacements calculés uniquement à partir des campagnes consécutives sont au nombre de ∼3 400 contre ∼ 18300 en maximisant les données. Cette méthodologie permet donc de multiplier les données exploitables par un facteur 5. Cette maximisation du nombre de données introduit par ailleurs des pas de temps très variables entre chaque mesure, de la journée à plusieurs années. Ces intervalles de temps variables entre l'évaluation des positions des traceurs sont déjà présents dans la base de données du fait des lacunes épisodiques de mesures. Toutefois, cette approche apporte une variabilité supplémentaire et permet d'obtenir une large couverture temporelle des processus de transport.

L'exploitation des positions pour l'étude phénoménologique utilise des campagnes séparées par des durées très variables (i.e. d'une journée à plusieurs années). Aussi, les déplacements entre chaque campagne sont normalisés par la longueur de l'intervalle de temps séparant les deux mesures de positions. La grandeur obtenue est alors analogue à une vitesse et définie dans la littérature comme la vélocité virtuelle (H.A. Einstein, 1937; Hassan et al., 1992). Ce terme est utilisé afin de séparer la vitesse réelle au cours des déplacements (i.e. lors d'un saut) de la vitesse moyenne sur l'intervalle de mesure. La vélocité virtuelle rappelle de manière non ambiguë que le déplacement de la charge de fond s'effectue de manière discrète et que la vitesse moyenne sur un intervalle de temps long prend en compte de très nombreuses périodes d'immobilité (H.A. Einstein, 1937; Hassan et al., 1992). L'intervalle de temps utilisé dans cette étude correspond à l'intervalle séparant deux campagnes et non à la période estimée de mobilisation proposée par Hassan et al. (1992) et Houbrechts et al. (2015).

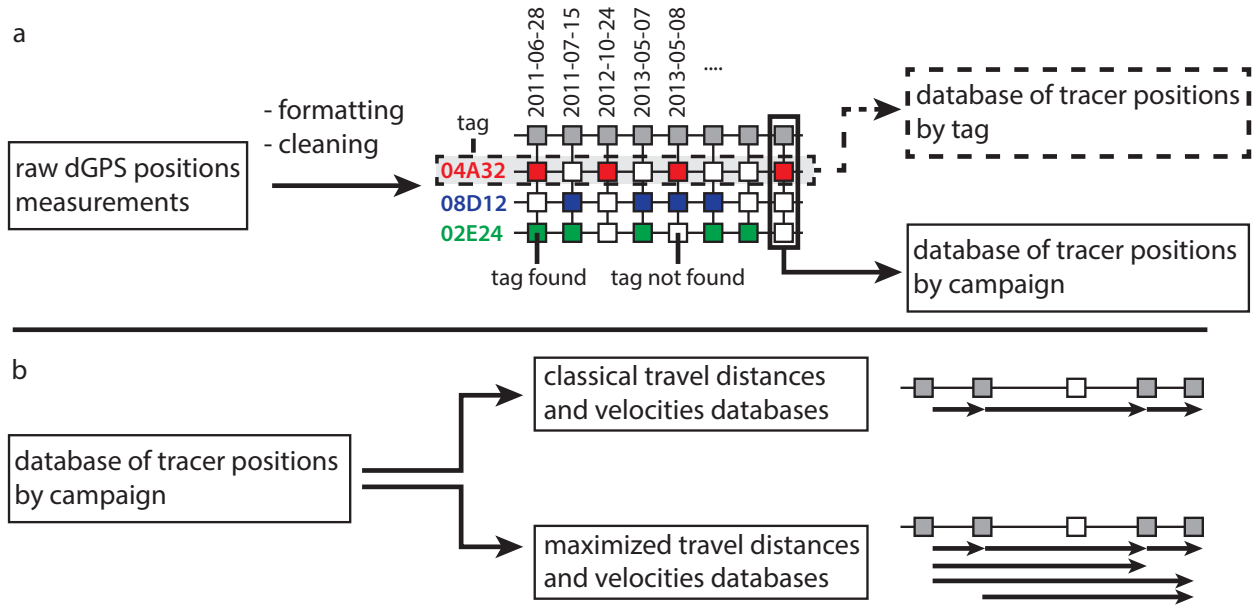


FIGURE *4.13 – Méthodes d'exploitation des données RFID. a) Établissement de la base de données ; b) Maximisation du nombre de données disponible par exploration de toutes les combinaisons de campagnes possibles.*

4.4 Caractérisation du transport stochastique de la charge de fond

L'exploitation statistique de la base de données des positions a pour but de caractériser le transport stochastique de la charge de fond et d'en estimer le temps de transfert. L'intention générale de cette approche est de représenter la propagation vers l'aval des galets comme celle d'une densité de probabilité de positions des galets. Pour mieux visualiser cette description, exprimons la répartition des galets par une distribution normale (i.e. gaussienne) centrée en x_0 avec un écart-type σ donné. Si l'axe des abscisses est positif dans la direction de l'écoulement, tout transport advectif diminue la probabilité de trouver un galet en $x = x_0$ par déplacement de la localisation μ (i.e. moyenne dans le cas normal) de la distribution (Fig. 4.14). De manière inverse, la diffusion correspond à une augmentation de la dispersion de la distribution mesurée par un paramètre d'échelle σ (i.e. écart-type dans le cas normal). Un tel phénomène aplatit la distribution et augmente la probabilité de trouver un galet loin de la tendance centrale (Fig. 4.14). Aussi, si $p(x,t)$ représente la densité de probabilité de trouver un galet à la position x et au temps t, son évolution temporelle est décrite par l'équation suivante :

$$\frac{\partial p(x,t)}{\partial t} = -c\frac{\partial p(x,t)}{\partial x} + D\frac{\partial^2 p(x,t)}{\partial x^2} \tag{4.1}$$

où c représente une vitesse d'advection (i.e. dérive) et D une diffusivité (i.e dispersivité).

L'équation (4.1) est une équation de Fokker-Planck et correspond à une équation d'advection-diffusion appliquée à une densité de probabilité. Dans le cas de la marche aléatoire continue en temps (CTRW, *Continuous Time Random Walk*), cette équation est dérivée à partir de l'équation de Chapman-Kolmogorov et du développement de Kramers-Moyal (e.g. Paul and Baschnagel, 2013). Pour le cas spécifique du transport solide, des exemples rigoureux de dérivation ont été proposés par Ganti et al. (2010), Furbish et al. (2012a) et Fan et al. (2014). Par ailleurs, la série d'articles de Furbish et al. (2012a), Roseberry et al. (2012), Furbish et al. (2012b) et Furbish et al. (2012c) présentent certaines considérations théoriques fondamentales.

L'équation (4.1) est strictement valide lorsque le mode de diffusion des particules est normal. Lorsque le comportement diffusif de la charge de fond est normal, la dispersion s'effectue proportionnellement à la racine carrée du temps : $\sigma \propto t^{0.5}$ Si la dispersion s'effectue respectivement plus et moins rapidement que le cas normal, elle est dite anormale. Ce cas correspond à une variation temporelle telle que $\sigma \propto t^{\chi}$ avec $\chi \neq 0.5$. Les comportements associés sont alors dits sur-diffusif ($\chi > 0.5$) ou sous-diffusif ($\chi < 0.5$). Dans le cas d'un comportement sur ou sous-diffusif, l'équation (4.1) est une équation aux dérivées fractionnaires (e.g. Pelosi et al., 2014) dont la résolution numérique est complexe (e.g. Ancey et al., 2015).

Le comportement diffusif est une question majeure de l'étude probabiliste du transport solide. Nikora et al. (2002) ont défini trois échelles temporelles caractéristiques de la diffusion de la charge de fond (Fig. 4.15) : (i) l'échelle locale sépare deux collisions successives avec le lit et les trajectoires des particules sont balistiques ; (ii) l'échelle intermédiaire correspond aux observations entre deux périodes de repos et inclut plusieurs collisions avec le lit ; et (iii)

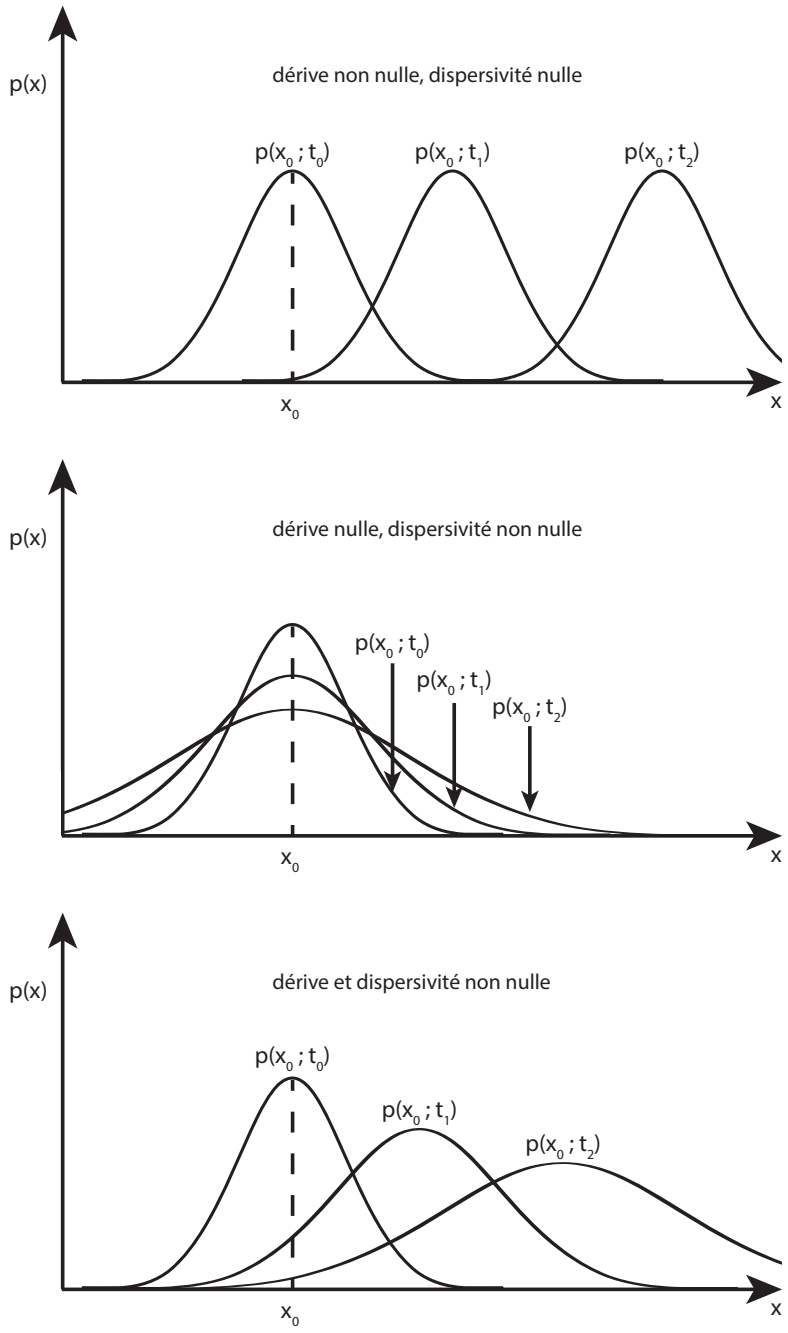


FIGURE *4.14 – Représentation schématique de l'équation de Fokker-Planck,* $\partial p(x,t)/\partial t = -c\,\partial p(x,t)/\partial x + D\,\partial^2 p(x,t)/\partial x^2$. *a-c) L'axe des abscisses représente une distance dans la direction de propagation de la densité de probabilité de position,* $p(x)$. *a) La dispersivité* D *est nulle :* $\partial p(x,t)/\partial t = -c\,\partial p(x,t)/\partial x$ *; b) La dérive* c *est nulle :* $\partial p(x,t)/\partial t = D\,\partial^2 p(x,t)/\partial x^2$ *; c) La dérive et la dispersivité sont non nulles.*

l'échelle globale, long-terme, où la trajectoire correspond à plusieurs périodes de mouvement et donc à plusieurs trajectoires intermédiaires.

En fonction de l'échelle temporelle considérée, le mode de diffusion évolue significativement (Fig. 4.15). Ainsi, à l'échelle locale, l'évolution du déplacement des grains est sur-diffusive ($\chi > 0.5$, Sayre and Hubbell, 1965; Nikora et al., 2002; Martin et al., 2012). De l'échelle locale à intermédiaire, une transition s'effectue vers un comportement sous-diffusif ($\chi < 0.5$, Drake et al., 1988; Martin et al., 2012; Lajeunesse et al., 2013). Cette transition est liée aux mécanismes d'imbrication et d'enfouissement des grains qui diminuent la probabilité d'entraînement des particules. Nikora et al. (2002) ont envisagé que ces deux processus contrôlent la dispersion à long terme et que cette dernière soit en conséquence sous-diffusive. Cependant, Weeks et al. (1996) et Zhang et al. (2012) concluent que le comportement global est théoriquement normal, alors que les résultats expérimentaux de Liébault et al. (2011), Phillips et al. (2013) et Olinde and Johnson (2015) indiquent un comportement sur-diffusif du transport à long-terme de la charge de fond. Ainsi, à l'échelle globale et long terme, le mode de diffusion du transport de la charge de fond reste relativement indéterminé.

Deux approches permettent d'estimer le mode de diffusion à long terme. D'une part, la queue (ou ailes) des distributions détermine le comportement à long-terme (e.g. Hassan et al., 2013). Dans la première, les distributions de probabilités sont dites à queue lourde ou légère en fonction de leur décroissance asymptotique (Fig. 4.16). Si cette dernière est plus rapide que celle de la distribution exponentielle, la distribution est à queue légère. Inversement, si la densité de probabilité décroît à l'infini moins vite que la distribution exponentielle, la distribution est à queue lourde. Les distributions à queue lourde (e.g. loi puissance) confèrent aux événements extrêmes une probabilité d'occurrence significative. Dans le cas du transport solide, une distribution à queue lourde des distances de saut correspond à des déplacements extrêmes dont la probabilité est significativement non-nulle.

Caractériser le type de distribution statistique décrivant les temps d'attente et les sauts permet d'évaluer le mode de diffusion. Liébault et al. (2011) et Martin et al. (2012) argumentent par exemple sur le caractère sur ou sous-diffusif à l'échelle globale à partir des distributions des temps d'attente et de saut des particules. Weeks et al. (1996) ont proposé des relations liant la décroissance des distributions des sauts et des temps de repos des particules à la variation temporelle de la dispersion. Ces considérations ont été utilisées par Phillips et al. (2013) et Olinde and Johnson (2015). Ces auteurs ont respectivement déterminé le mode de diffusion à partir de la distribution des sauts et des temps d'attente.

La seconde approche permettant de déterminer le comportement diffusif de la charge de fond à long terme consiste à mesurer l'évolution temporelle de sa dispersion. Cette observation permet d'obtenir directement le mode de diffusion en évaluant la relation $\sigma \propto t^{\chi}$. Cette seconde approche a déjà été mise en oeuvre pour des sables (e.g. Sayre and Hubbell, 1965). A ma connaissance, cette approche n'a jamais été utilisée sur des granulométries plus grossières.

La riche base de données de positions de galets permet de caractériser le transport stochastique de la charge de fond à partir des deux approches décrites précédemment et à l'échelle globale. Concernant la première approche, pour chaque paire de campagne présentant au moins 20 vecteurs déplacements, la distribution empirique de distance de transport est comparée à

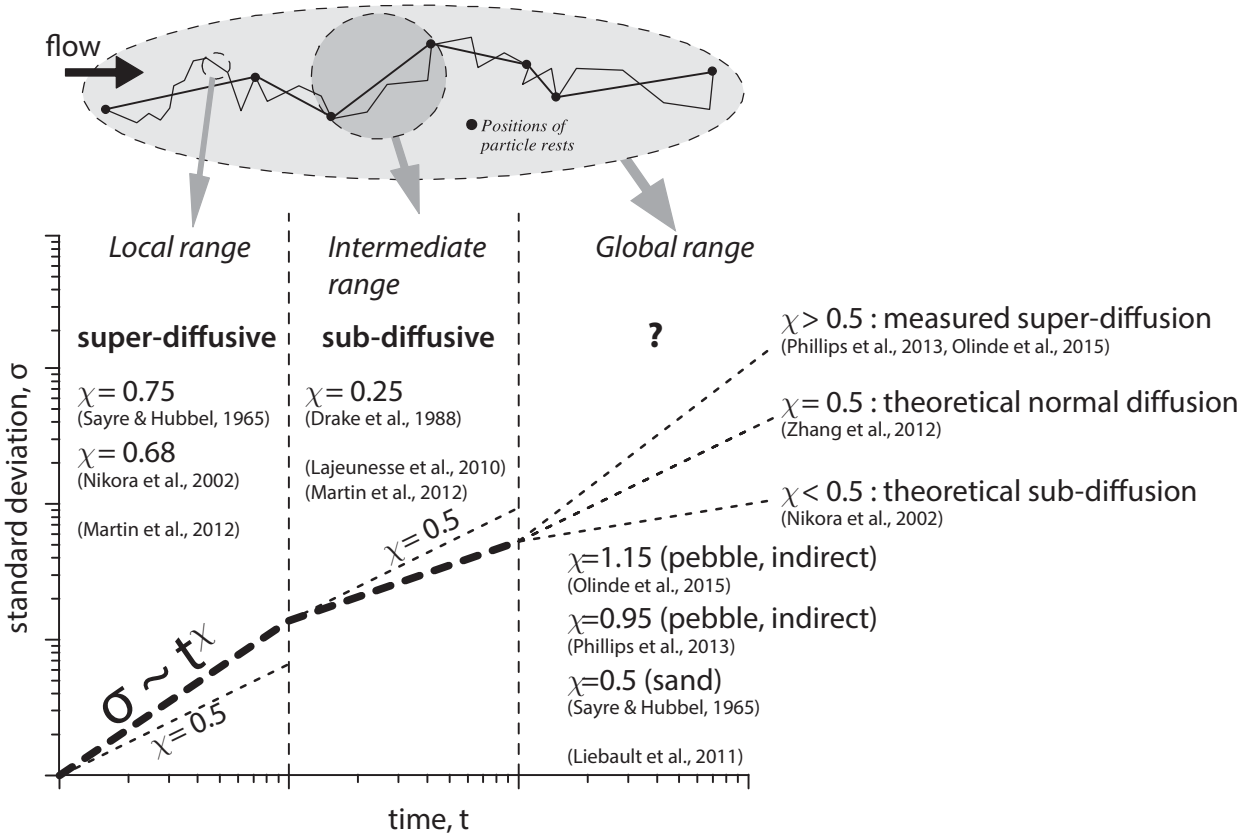


FIGURE *4.15 – Comportements diffusifs du transport de la charge de fond. Les échelles locales, intermédiaires et globales correspondent respectivement à la trajectoire lors d'un saut, lors d'une série de sauts ininterrompus et lors de plusieurs épisodes de mobilisation séparés par des périodes de repos (Nikora et al., 2002). Le comportement diffusif de la charge de fond diffère à ces trois échelles et est caractérisé par l'exposant χ décrivant l'évolution temporelle de l'écart-type de la distribution des positions. Les valeurs de χ issues de la littérature sont indiquées. Modifiée d'après Nikora et al. (2002).*

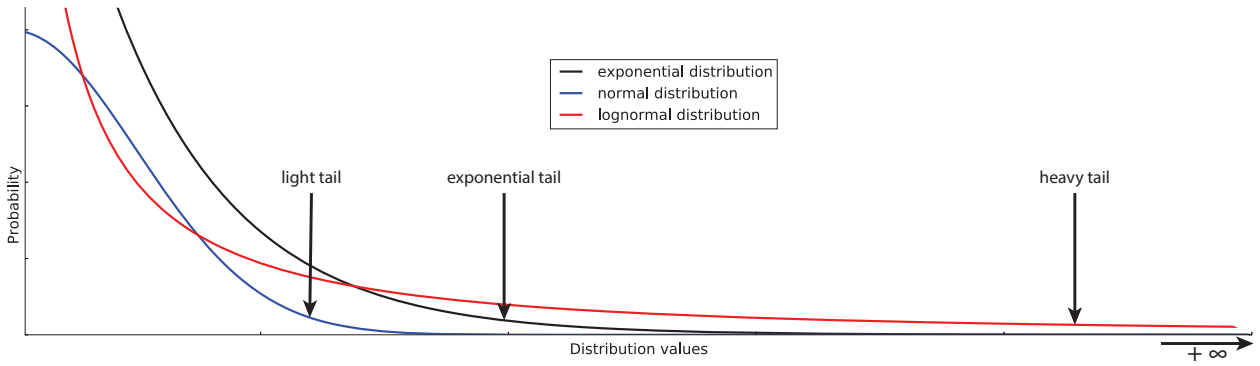


FIGURE *4.16 – Caractère lourd ou léger de la queue d'une distribution statistique.*

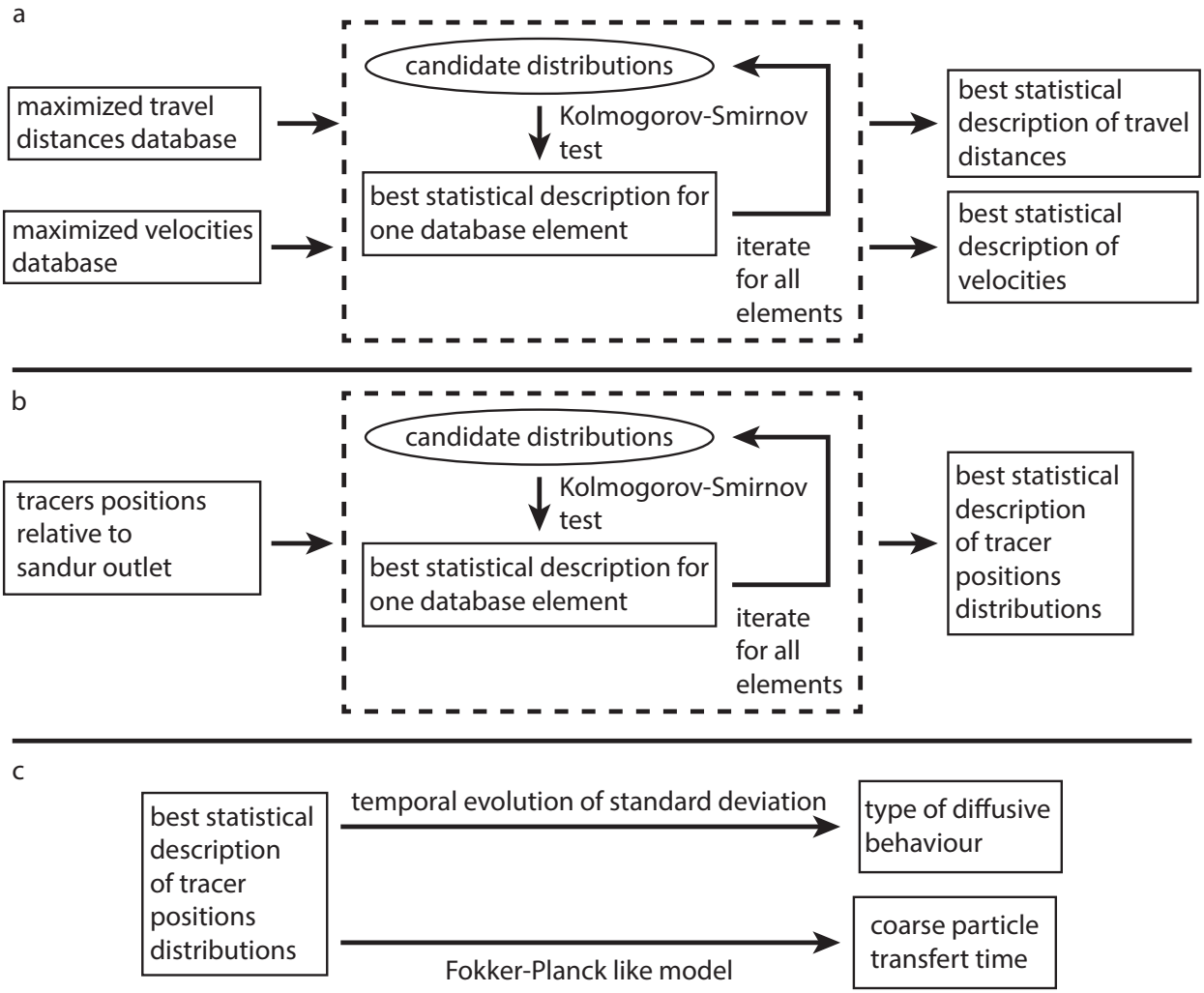


FIGURE *4.17 – Exploitation probabiliste de la base de données des positions. a) Détermination de la meilleure description statistique des distances de déplacement et vélocité virtuelle ; b) Détermination de la meilleure description statistique des positions des traceurs ; c) Détermination du temps de transfert et du type de comportement diffusif.*

plusieurs distributions au moyen du test de Kolmogorov-Smirnov (Fig. 4.17a). Le diamètre de l'antenne et la précision de la localisation des galets ne permettent pas d'affirmer que les déplacements inférieurs à 2 mètres correspondent à des déplacements effectifs. En conséquence, tous les déplacements inférieurs à deux mètres sont rejetés de notre analyse afin de ne prendre en compte que des galets dont la mobilité est avérée. Les distributions statistiques sont testées au moyen d'un test de Kolmogorov-Smirnov avec un seuil de signification de 5%. Une borne de la valeur-p est fixée à 50%. Le mode de diffusion est déterminé à partir du type de distribution acceptée et de l'éventuelle dominance d'une distribution par rapport aux autres.

Concernant la seconde approche, l'évolution temporelle de la distribution de probabilité décrivant la position des galets est déterminée. L'objectif est (i) d'obtenir une description statistique de la propagation vers l'aval des traceurs et (ii) d'utiliser cette description statistique dans un modèle probabiliste du transport de la charge de fond. Ce modèle décrit l'évolution spatio-temporelle de la distribution des positions des traceurs dans le Plan des Eaux et permet d'estimer leur temps de transfert moyen.

L'évolution de la position des galets est évaluée pour les expériences A, B, D et AA/AB. Ces dernières présentent des lâchers initiaux de galets groupés (Fig. 4.11). La zone de mise en place des traceurs des expériences A, B et AA/AB a une extension limitée ($\sim$ 5 m dans la direction de l'écoulement). Les galets de l'expérience D ont été initialement répartis sur une zone plus large ($\sim$ 15 m). L'expérience C a trop peu de galets et les traceurs des expériences E et F ont été disposés le long de l'ensemble de la plaine alluviale (Fig. 4.11). Les expériences A, AA/AB et D ont été réalisées en amont de la plaine alluviale et l'expérience B a été réalisée dans la partie médiane (Fig. 4.11). Un exemple de l'évolution temporelle de la position des galets est fourni sur la Fig. 4.18.

Pour les expériences sélectionnées et pour les campagnes présentant au moins 20 galets retrouvés, la distribution empirique des positions mesurées est comparée à plusieurs distributions classiques via des tests de Kolmogorov-Smirnov (Fig. 4.17b). Pour chaque distribution permettant une description statistique valide, l'écart-type et la moyenne sont évalués à plusieurs intervalles de temps après le lâcher initial. Ces paramètres sont donc déterminés pour chacune des expériences considérées. Afin de constituer une unique expérience synthétique, les moyennes et les écart-types sont réajustés temporellement et spatialement. Cet ajustement est effectué en utilisant comme temps la durée depuis l'introduction des traceurs de chaque lâcher dans le système (i.e. l'intervalle de temps) et en prenant comme origine spatiale commune la moyenne et l'écart-type les plus faibles. Un ajustement aux moindres carrés, pondéré par les résultats des tests de Kolmogorov-Smirnov, permet de déterminer les évolutions temporelles de la localisation $\mu(t) = f(t)$ et de la dispersion $\sigma(t) = f(t)$ telles que :

$$\mu(t) = a_\mu \, t^{\chi_\mu} \tag{4.2}$$

$$\sigma(t) = a_\sigma \, t^{\chi_\sigma} \tag{4.3}$$

L'exposant χ_σ caractérise alors le mode de diffusion (Fig. 4.17c). L'évolution temporelle de la distribution des positions $f(x, t; \mu(t), \sigma(t))$ fournit un modèle probabiliste analogue à l'équation de Fokker-Plank. Enfin, les modèles probabilistes validés par notre méthodologie sont pondérés par la qualité de leur description de la propagation vers l'aval de la charge grossière et utilisés pour estimer le temps de transfert de la charge grossière (Fig. 4.17c).

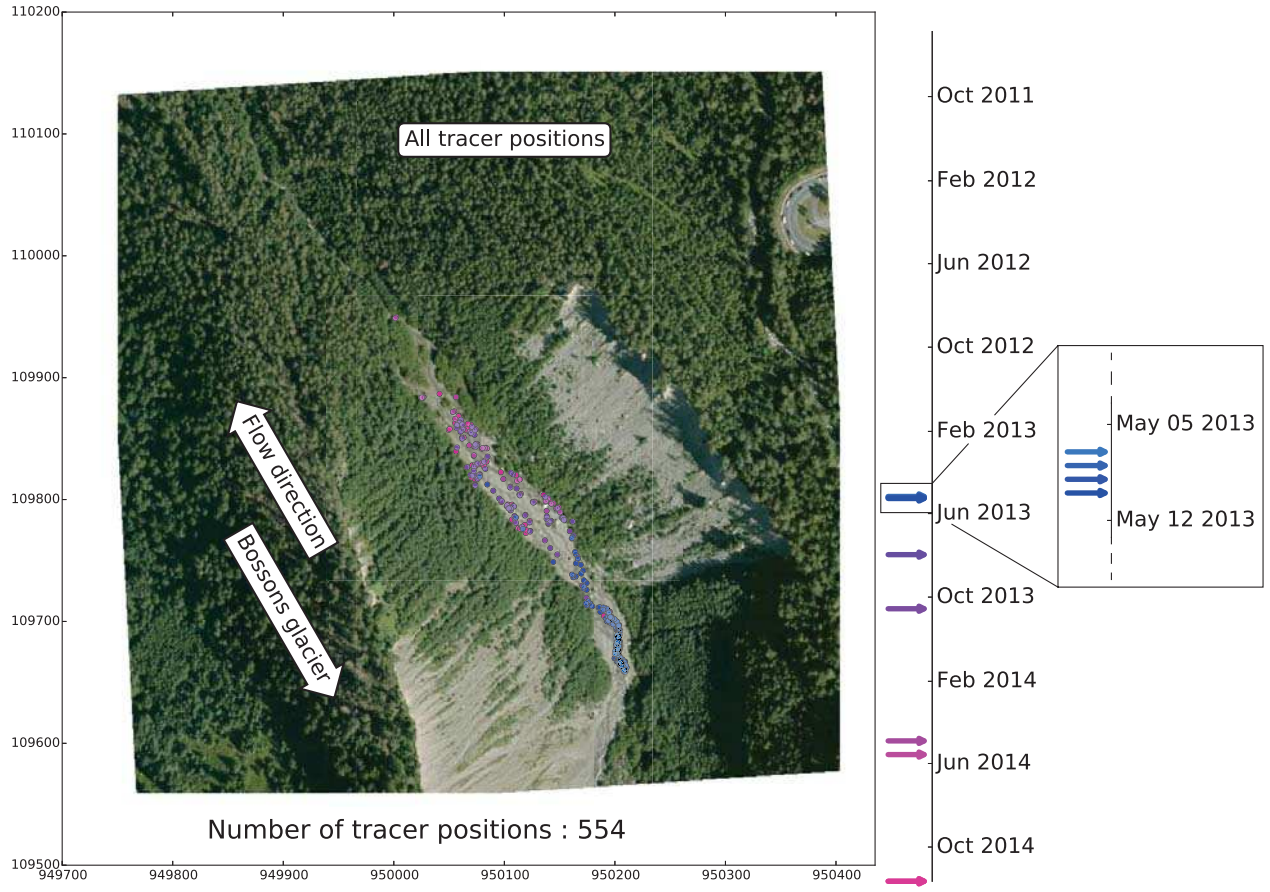


FIGURE *4.18 – Carte de l'évolution de la position des traceurs de l'expérience AA/AB lors de 6 campagnes de mesures successives. Seules les campagnes avec plus de 20 positions sont représentées. Les positions de ces campagnes sont décrites statistiquement sur la Fig. 4.33c. Coordonnées en Lambert II.*

4.5 Analyse de la qualité de la mise en oeuvre

Dans cette section, la qualité de la mise en oeuvre méthodologique est évaluée (i) pour l'antenne mobile et (ii) pour l'antenne fixe.

4.5.1 Taux de récupération des mesures par antenne mobile

Le taux de récupération est défini comme étant le nombre de galets retrouvés au cours d'une campagne divisé par le nombre de galets introduits dans la zone d'étude. Pour l'ensemble des galets de taille inférieure ou égale à 8 cm, le taux de récupération moyen est de 61% (Fig. 4.19a-d) ; pour les galets de 16 et 32 cm, ce taux est plus faible et vaut 37% (Fig. 4.19e-f). Ce taux plus faible pour les galets les plus gros est toutefois affecté par le faible nombre de traceurs (n=22).

Le taux de récupération a été également calculé pour chaque campagne et pour chaque

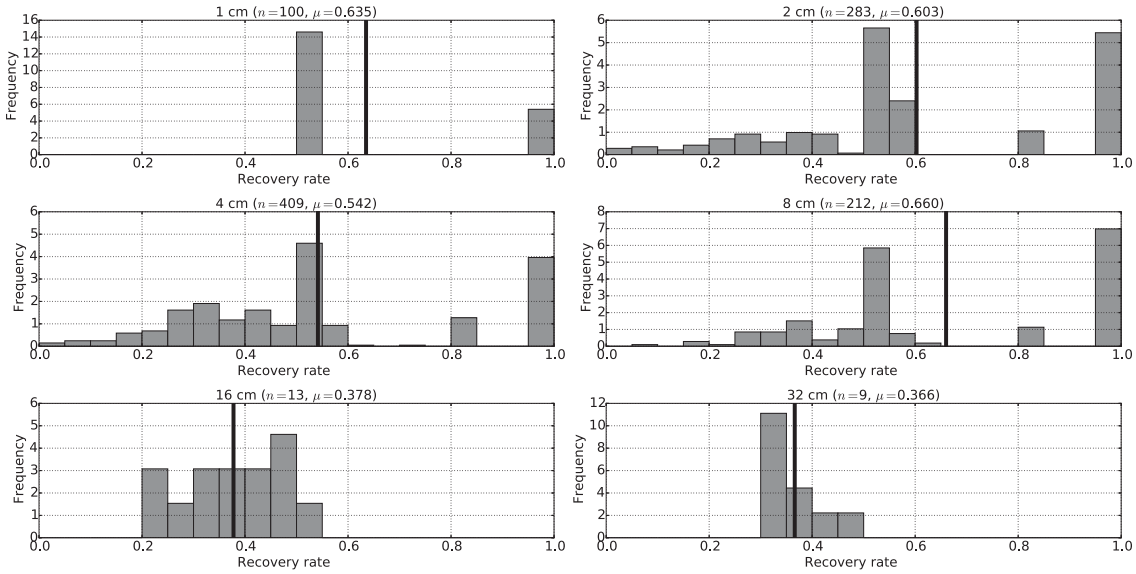


FIGURE *4.19 – Distribution des taux de récupération en fonction de la taille granulométrique des galets. Pour chaque classe granulométrique, la distribution des taux de récupération pour toutes les campagnes est représentée ainsi que la moyenne (ligne verticale noire). μ : valeur moyenne ; n : nombre de galets dans la classe granulométrique considérée.*

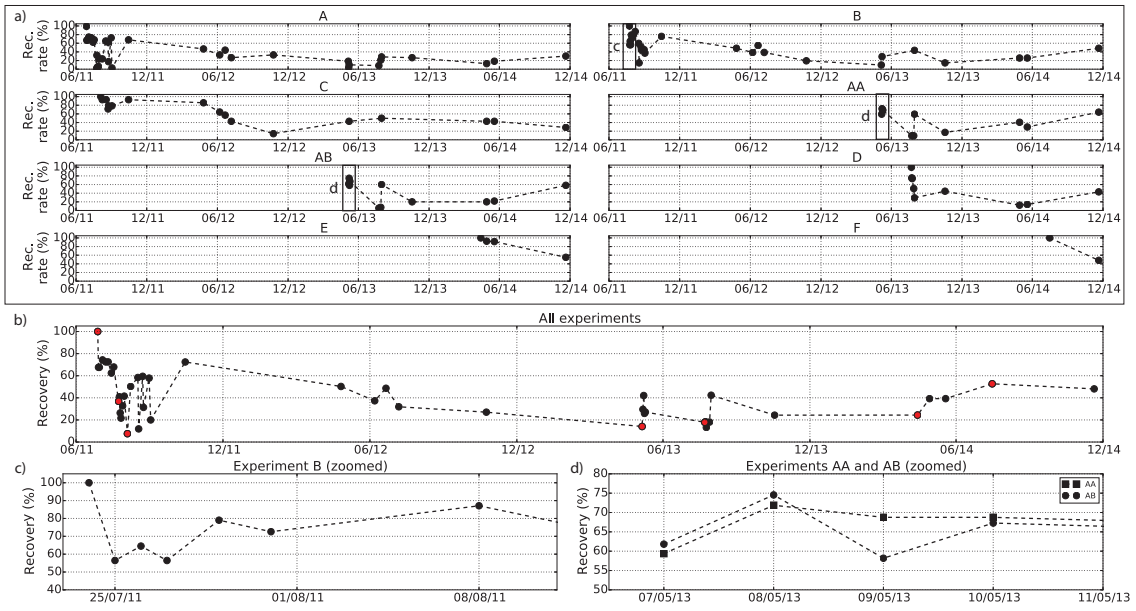


FIGURE *4.20 – Distribution des taux de récupération : a) en fonction des expériences ; b) pour toutes les expériences (les points rouges représentent l'introduction de nouveaux traceurs) ; c-d) pour les expériences B et AA/AB sur plusieurs jours consécutifs. A long terme (a-b), les taux de récupération montrent une évolution temporelle à la baisse liée à l'enfouissement des traceurs, l'effet de masque des transpondeurs les uns par rapport aux autres et la couverture partielle de la zone d'étude. Ce dernier point est illustré par c-d).*

expérience depuis leur début respectif. 30% des galets des lâchers A et C, et 50% des galets du lâcher B, réalisés en 2011, ont été détectés dans le Plan des Eaux en novembre 2014 (Fig. 4.20a). Lors de la dernière campagne, 65, 58 et 43% des galets ont été respectivement retrouvés pour les lâchers AA, AB et D effectués en 2013. Pour les lâchers de 2014, E et F, 55 et 48% des traceurs ont été respectivement relevés lors de la dernière mesure. Au total, les taux de récupération pour chaque expérience montrent une variabilité au cours du temps avec une tendance à la baisse. Cette diminution du nombre de galets retrouvés est liée à cinq facteurs principaux :

- l'effet de masque lorsque plusieurs traceurs sont dans le champ magnétique de l'antenne
- l'orientation des traceurs par rapport au champ de l'antenne
- un enfouissement au-delà de la profondeur d'investigation de l'antenne.
- une couverture incomplète de la zone d'étude par l'opérateur
- une sortie de la zone étudiée

La variation du taux de récupération aux échelles de temps courtes est importante. Ainsi, les taux de récupération des traceurs des expériences au cours de mesures successives varient fortement. Pour les expériences B et AA/AB, les mesures ont été réalisées dans des conditions similaires et par le même opérateur au cours de plusieurs jours successifs. Les galets du lâcher B ont été retrouvés au cours de trois jours successifs à hauteur de 55, 65 et 55% (Fig. 4.20b). Les taux de récupération pour les traceurs du lâcher AA/AB sont de 60, 75, 60 et 70% (Fig. 4.20c). Cette variabilité illustre l'influence d'une couverture partielle de la zone d'étude. Les augmentations peuvent être attribuées à une meilleure couverture de la zone d'étude par l'opérateur ou à une plus grande dispersion diminuant l'effet de masque.

Après 3 ans de mesures, certains galets des lâchers réalisés au cours de l'année 2011 sont encore présents dans la plaine alluviale. Le taux de récupération moyen est comparable à celui obtenu par Lenzi (2004) dans un environnement comparable à celui du torrent des Bossons. La diminution du nombre de galets retrouvés est expliquée par l'enfouissement et l'effet de masque des traceurs les uns par rapport aux autres.

4.5.2 Détection par antenne statique

La détection par antenne statique permet d'évaluer l'export de traceurs hors de la zone étudiée. Une antenne statique a été mise en place en avril 2014 et son fonctionnement a été surveillé de manière continue à partir de la mi-juillet 2014 (Fig. 4.21). Au total, 8 galets tests et 12 galets appartenant aux expériences B (un galet), E (5 galets) et F (6 galets) ont été mesurés par l'antenne lors de leur sortie du système. Parmi ces galets, les classes granulométriques de 1, 2, 4 et 8 cm sont représentées respectivement par 2, 7, 2 et 1 traceur(s) mesurés (Table 4.2).

Les déplacement totaux des galets sortis varient de 20 à 240 m et leur temps de résidence dans la plaine de moins d'une journée (0.78 d) à presque 3 ans (1076 d). En conséquence, les vélocités virtuelles sont dispersées de 0.22 à 33 $m.j^{-1}$.

Le contrôle des périodes de fonctionnement de l'antenne a été effectué le jour de la mise en place du lâcher F et montre que le dispositif de détection a fonctionné correctement. Aussi,

les galets du lâcher F dont la sortie du système a été détecté correspondent aux éléments les plus rapides de ce lâcher ; leur vélocité virtuelle moyenne est de 16 m.j^{-1}. Etant donné les problèmes d'alimentation rencontrés, il n'est pas cependant possible de conclure que les galets mesurés du lâcher E soient les plus rapides de cette dernière expérience.

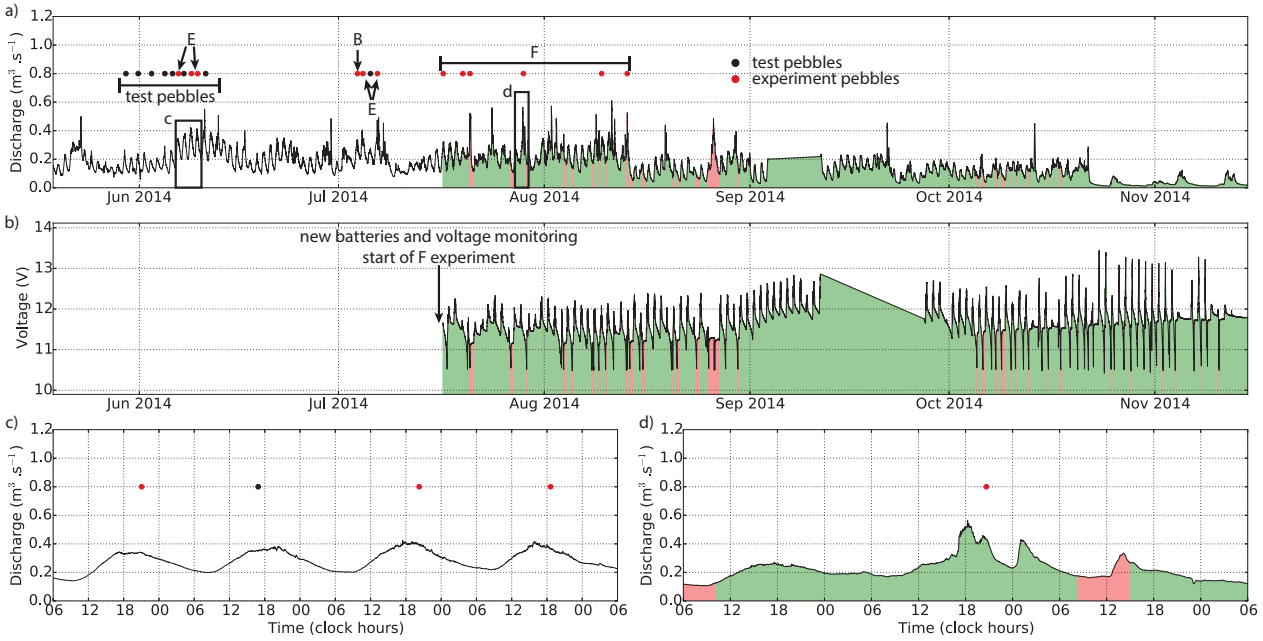


FIGURE *4.21 – Fonctionnement de l'antenne statique. Les périodes de fonctionnement et d'arrêt sont indiquées respectivement en vert et rouge. Les galets tests disposés à quelques mètres de l'antenne sont indiqués en noir ; les galets issus d'expérience sont indiqués en rouge.*

Tag	Temps de résidence (d)	Distance (m)	Virtual velocity (m.j^{-1})	Discharge (m^3.s^{-1})	Shields stress, τ^* $\tau^* = \frac{\rho_w R_h i}{(\rho_s - \rho_w) d_s}$
01F12	3.73	121.70	32.61	0.27	0.23
02E12	81.68	55.02	0.67	0.31	0.12
04F02	0.78	21.38	27.49	0.31	0.06
04F30	24.65	121.70	4.94	0.33	0.06
02B02	1075.86	238.68	0.22	0.34	0.12
02E05	53.88	29.17	0.54	0.34	0.12
02E14	56.78	55.02	0.97	0.37	0.12
02E42	83.87	193.50	2.31	0.37	0.12
02E13	55.84	55.02	0.99	0.39	0.12
01F74	12.86	238.13	18.52	0.43	0.25
02F64	28.50	238.13	8.36	0.45	0.13
08F08	4.81	21.38	4.44	0.51	0.03

TABLE *4.2 – Temps de résidence, déplacement total, vélocité virtuelle, débit et contrainte de Shields associée au moment de la détection des galets mesurés par l'antenne RFID statique. ρ_w et ρ_s correspondent aux masses volumiques respectives de l'eau et du sédiment, d_s à un diamètre caractéristique des particules, i à la pente et R_h au rayon hydraulique.*

4.6 Description phénoménologique du transport de la charge de fond

Dans cette section les résultats phénoménologiques de la méthode sont rapportés. Elle est organisée en 5 sous-sections courtes en lien avec les questions scientifiques de plusieurs travaux de recherche de licence. A leur échelle, ces derniers ont exploré différents aspects du transport solide dans la plaine alluviale du Plan des Eaux. Les données acquises ont été ré-analysées et les résultats obtenus sont succinctement présentés. Ainsi, l'influence sur le déplacement des galets de plusieurs paramètres sont tout d'abord présentés : (i) la granulométrie (e.g. Anthoine, 2012), (ii) la morphologie (Lecomte, 2013) et (iii) la position initiale (Chignier, 2014; Raharinony, 2015). Trois cas de mesures consécutives du déplacement sont ensuite décrits (iv) ainsi qu'une tentative d'approche physique du déplacement des traceurs (v) (Moine, 2012). Une synthèse phénoménologique est réalisée à la fin de cette section.

4.6.1 Influence de la granulométrie sur le transport

Les vélocités virtuelles des galets marqués par PIT dépendent de la taille du galet (Fig 4.22a). Les galets les plus gros se déplacent en moyenne plus lentement que les galets les plus petits. Cependant, les galets de 2 cm se déplacent moins vite que les galets de 4 cm tout en restant plus rapides que les galets de 8 cm (Fig 4.22a). Cette vélocité virtuelle anormalement faible des galets de 2 cm est visible pour les expériences A, B et F (Fig 4.22b). Ce comportement n'est pas mis en évidence par les données du lâcher E (Fig 4.22b). Les lâchers AA/AB et D ne sont pas concernés car ne contenant pas de galets de 2 cm.

Ce comportement anormal est significatif étant donné le nombre de points de données pour les granulométries de 2 à 8 cm (> 4000). Le ralentissement des particules de la granulométrie la plus basse est interprété comme lié à l'imbrication des particules. En effet, à l'amont de la plaine alluviale, la granulométrie de 2 cm est inférieure à 70% des sédiments composants le lit et le D50 est proche de 4 cm (Fig. 4.1). Ces caractéristiques granulométriques peuvent gêner le déplacement des particules de 2 cm sans impacter significativement celles de 4 cm et plus.

4.6.2 Influence de la morphologie sur le transport

L'expérience AA/AB a été conçue pour tester l'influence de la forme des galets sur leur déplacement. Cette dernière est définie comme étant sphérique ou aplatie en fonction de leur position dans le diagramme de Zingg (Zingg, 1935). En particulier, le rapport entre l'axe mineur, c, et l'axe intermédiaire, b, de la particule (i.e. c/b) détermine si cette dernière est plutôt sphérique ou plutôt aplatie. Les galets sont considérés comme sphériques lorsque le rapport c/b est supérieur à 0.8 et aplatis lorsque ce même rapport est inférieur à 0.4.

Les distributions des vélocités virtuelles des galets les plus sphériques et les plus aplatis sont proches (Fig. 4.23). Cependant, pour des vélocités virtuelles faibles, les galets sphériques sont moins rapides que les lames. Pour des vélocités plus élevées, ce comportement s'inverse : les

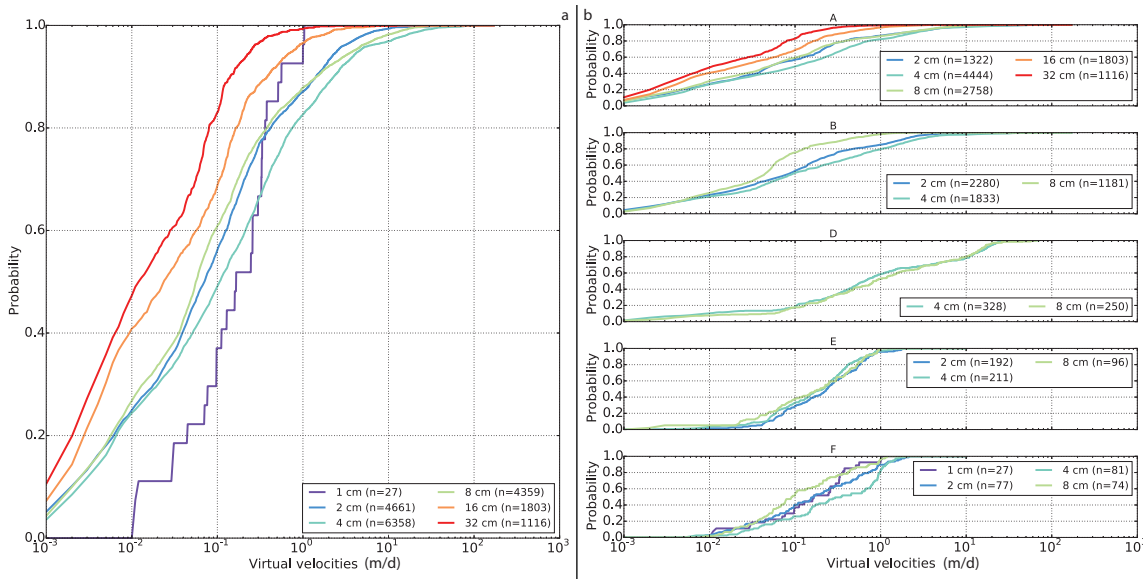


FIGURE *4.22 – a) Distribution des vélocités virtuelles par classe granulométrique pour l'ensemble des données. b) Distribution des vélocités virtuelles par classe granulométrique et par lâcher. L'aspect moins lissé de la courbe correspondant aux galets de 1 cm est liée au faible nombre de points (27) par rapport aux autres classes (>1000).*

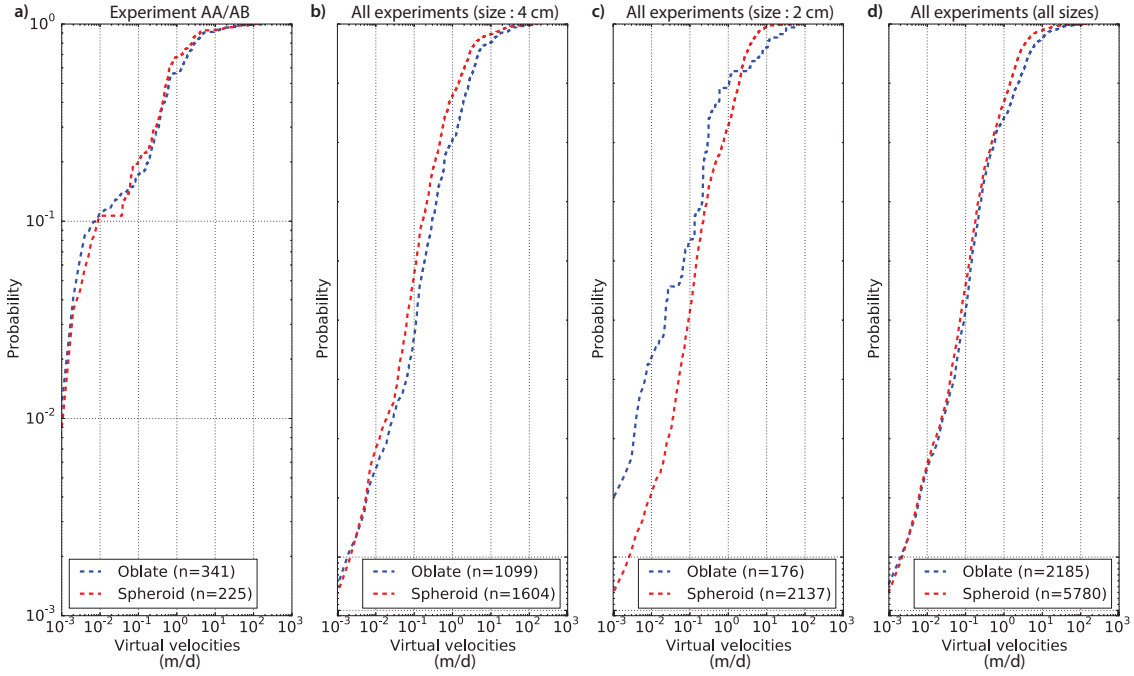


FIGURE *4.23 – Distribution des vélocités virtuelles en fonction de la morphologie des galets a) pour le lâcher AA/AB ; b) pour les galets de 4 cm de toutes les expériences ; c) pour les galets de 2 cm de toutes les expériences ; d) pour tout les galets de toutes les expériences.*

galets sphériques sont plus rapides que les lames. Ce comportement est visible lorsque seuls les galets de l'expérience AA/AB sont considérés (Fig. 4.23a) ou lorsque l'ensemble du set de données est pris en compte (Fig. 4.23c-d). L'intersection particulièrement haute entre les deux morphologies pour les galets de 2 cm est probablement liée au faible nombre de ces galets présentant une morphologie aplatie.

Des différences sont donc visibles entre les galets sphériques et aplatis. Ces dernières peuvent être liées aux deux modes de transport de la charge de fond : le roulement et la saltation (e.g. Julien, 2010). L'initiation du mouvement par roulement est facilitée à faible vitesse lorsque le galet est sphérique. En régime de saltation, lors d'un saut d'une particule, son poids est contré par la force de portance du fluide. L'intensité de cette force est dépendante de la surface et peut expliquer de plus grands sauts et donc la plus grande vélocité virtuelle des galets aplatis. Les différences observées sont significatives étant donné le nombre de traceurs considérés, toutefois leur influence sur le transport est limitée.

4.6.3 Influence de la position initiale sur le déplacement

Les galets des expériences E et F ont été répartis en plusieurs sections de la plaine alluviale et permettent d'analyser des différences de comportement d'amont en aval du Plan des Eaux. Le lâcher E a été réalisé sur 9 profils situés à une distance allant de 29 à 322 m par rapport à la sortie du Plan des Eaux. Les distributions des vélocités virtuelles montrent des différences marquantes entre l'amont et l'aval (Fig. 4.24). En particulier, seuls les galets initialement présents dans la partie médiane, entre 146 et 193 m, présentent des vitesses maximales supérieures à 1.5 $m.j^{-1}$. Ces mêmes sections présentent une plus grande proportion de galets lents. Cependant, un nombre plus important de traceurs issus de la partie médiane a été retrouvé et les résultats de cette expérience sont probablement impactés par le faible nombre de galets retrouvés dans la partie basse et haute de la plaine alluviale : les 118 galets du lâcher E ont été répartis sur 9 sections et le nombre réduit de galets par section limite la fiabilité des conclusions.

En comparaison, le lâcher F comprend un grand nombre de galets utilisés (> 500). Cette expérience permet ainsi de tester à la fois l'influence de la position initiale et le comportement général entre l'aval et l'amont du Plan des Eaux. Les galets ont été initialement placés dans différents faciès sédimentaires : dans le chenal, sur la berge et dans un inter-chenal (Fig. 4.12). Cette différenciation a été effectuée avec un nombre inégalé de galets dans la plaine alluviale sur 5 profils : un situé devant l'antenne fixe, trois dans la plaine à respectivement 121, 238 et 314 m de l'exutoire et un dernier à plus de 800 m de l'exutoire dans la section en cascade. Pour les profils aval, médian et amont, 78 galets (30, 33 et 15 pour le chenal, la berge et l'inter-chenal), 110 galets (47, 34 et 29 pour le chenal, la berge et l'inter-chenal) et 68 galets (23, 23 et 22 pour le chenal, la berge et l'inter-chenal) ont respectivement été retrouvés.

Les résultats du lâcher F indiquent un comportement différent entre l'amont et l'aval (Fig. 4.25). Le profil aval montre une vélocité virtuelle maximale inférieure à 1 $m.j^{-1}$ et une mobilité proche mais décroissante du chenal à l'inter-chenal (Fig. 4.25a). Le profil médian montre une vélocité virtuelle maximale proche de 1.5 $m.j^{-1}$, une mobilité proche pour le chenal et la berge. Toutes deux sont sensiblement plus élevées que la vélocité des galets se trouvant dans l'inter-chenal (Fig. 4.25b). Le profil amont montre une vélocité virtuelle maximale supérieure à 2

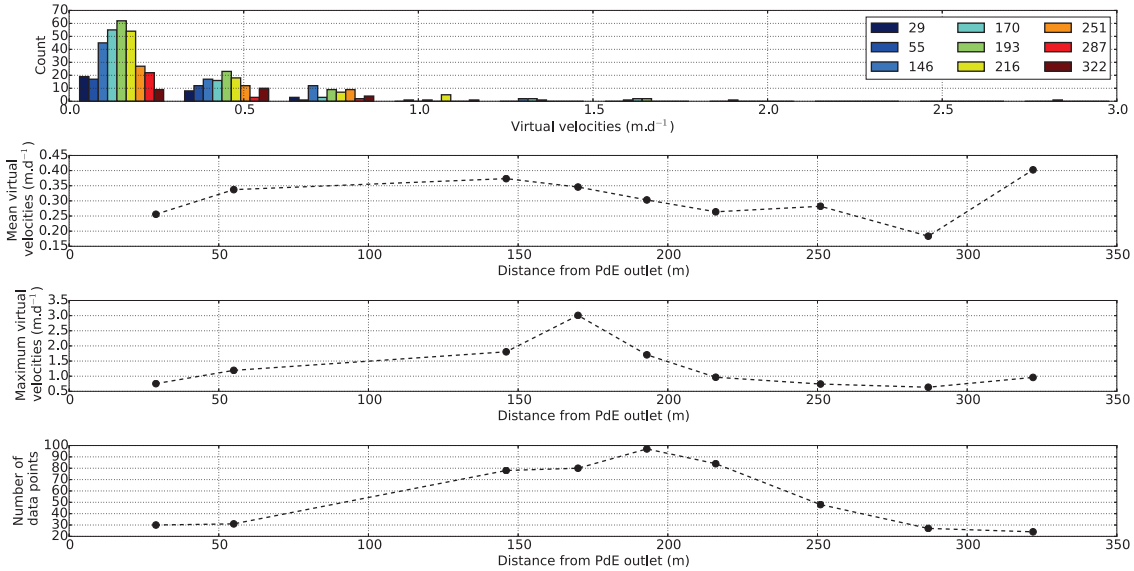


FIGURE *4.24 – Résultats du lâcher E. a) Distribution des vélocités virtuelles pour chaque profil situé de 29 à 322 m de la sortie du Plan des Eaux. b) Vélocité virtuelle moyenne en fonction de la distance à l'exutoire. c) Vélocité virtuelle maximale en fonction de la distance à l'exutoire. d) Nombre de paires de positions disponible pour chaque section.*

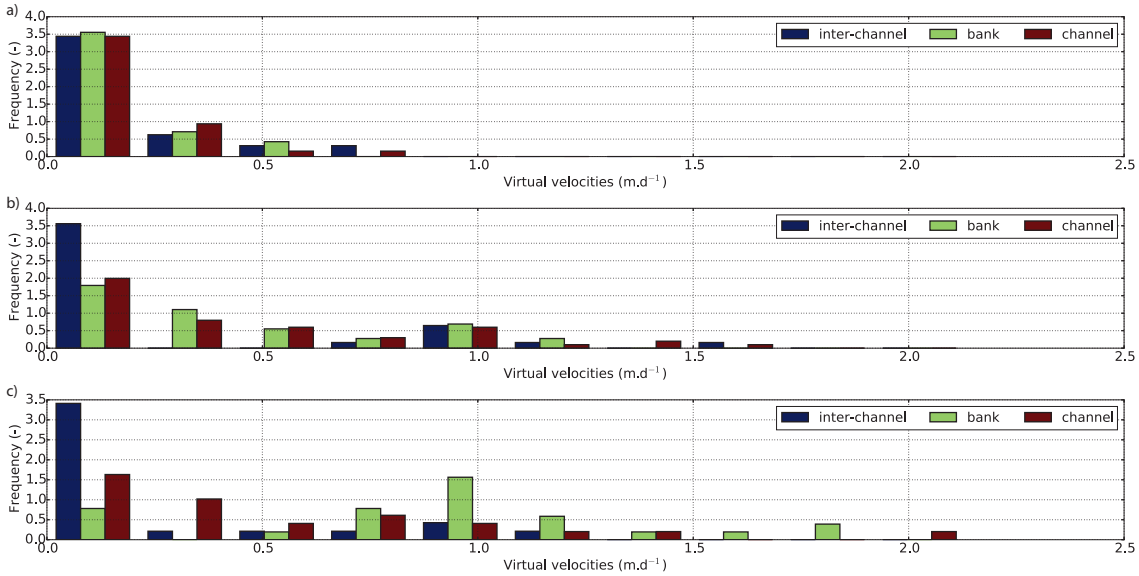


FIGURE *4.25 – Résultats du lâcher F. Distribution des vélocités virtuelles en fonction de la position de mise en place : chenal, berge ou inter-chenal. a) Profil aval à 121 m indiquant une mobilité identique quelque soit le faciès ; b) Profil médian à 238 m montrant une mobilité plus faible de l'inter-chenal ; c) Profil amont à 314 m présentant une mobilité accrue sur les berges et faible dans l'inter-chenal.*

$m.j^{-1}$; la mobilité maximale est proche pour le chenal et la berge et toutes deux sont plus élevées que celle des galets se trouvant dans l'inter-chenal (Fig. 4.25c). La mobilité moyenne à l'amont des galets se trouvant initialement sur la berge est plus élevée que celle des galets placés dans le chenal.

Les différences observées dans la mobilité des galets sont liées à la morphologie de l'écoulement proglaciaire. En particulier, la pente et la profondeur du chenal deviennent moins importantes de l'amont vers l'aval (Fig. 4.1, Fig. 4.2). A l'aval, l'égale mobilité entre chenal, inter-chenal et berge (Fig. 4.25a) traduit la chenalisation faible et les débordements fréquents liés aux crues (Fig. 4.2). Ces débordements deviennent moins fréquents en amont du fait de l'incision plus marquée (Fig. 4.2) et le comportement observé dans l'inter-chenal se distingue progressivement de celui des berges et du chenal principal (Fig. 4.25b-c). La mobilité plus marquée des galets situés sur les berges à l'amont est liée à leur pente (Fig. 4.2a). Cette dernière est localement plus importante que celle du chenal et favorise la déstabilisation des galets.

4.6.4 Mesures consécutives du déplacement

Une des limitations de la méthodologie RFID employée est la difficulté de relier le déplacement des galets à une crue particulière. Cependant trois séries de campagnes de mesures espacées de moins d'un jour permettent de relier le déplacement à un événement en particulier : le lâcher B, le lâcher D et le lâcher AA/AB.

Le lâcher B a été suivi pendant 5 jours consécutifs au cours du mois de juillet 2011. Une modification de la distribution des déplacements est observée au cours du temps, avec une augmentation notable de la vélocité virtuelle maximale (Fig. 4.26). Cette dernière passe successivement par les valeurs de 5, 8 et 11 $m.j^{-1}$ au cours des 3 premiers jours. La quatrième valeur de déplacement correspond à deux jours de crue et à une vélocité virtuelle maximale de 11.5 $m.j^{-1}$. Cette augmentation n'est pas associée avec un événement extrême bien que l'intensité du pic de la crue glaciaire quotidienne augmente au cours de la période de mesure passant de 0.18 à 0.28 $m^3.s^{-1}$ (Fig. 4.26). De plus, les crues plus élevées en fin de période de mesure ne sont pas associées avec des vélocités virtuelles moyennes plus importantes. A l'échelle des événements de crue considérés, il semble ainsi difficile de relier directement le déplacement important observé à l'intensité du pic de crue.

Le lâcher AA/AB a été suivi sur 3 jours jours consécutifs au début du mois de mai 2013. Contrairement à l'expérience B, cette expérience montre une mobilisation particulièrement importante en relation avec un événement de pluie. La vélocité virtuelle maximale passe ainsi de moins de 10 à plus de 160 $m.j^{-1}$ (Fig. 4.27). Le débit de pic associé à ce déplacement est de 0.28 $m^3.s^{-1}$, soit presque deux fois plus important que les débits maximaux des jours précédents. Les résultats de ce suivi indiquent donc une influence significative du débit sur le déplacement lors d'un événement extrême.

Les déplacements importants ne sont cependant pas toujours corrélés à un événement extrême. Le lâcher D a été suivi sur 3 jours consécutifs à la fin du mois de juillet 2013. Un événement hydrologique décennal s'est produit dans la nuit du 28 au 29 juillet 2013 (Fig. 4.28). Le débit de pointe associé à cette crue est de 0.73 $m^3.s^{-1}$, alors que le débit de pointe

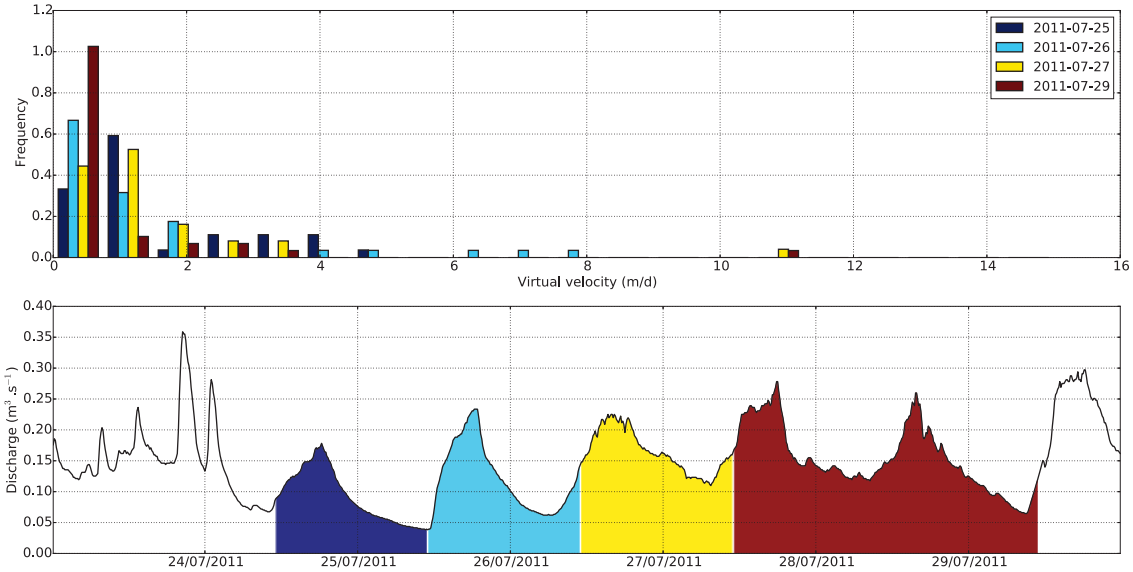


FIGURE *4.26 – Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher B. Chaque distribution de déplacement correspond à une période hydrologique signalée sur le graphe inférieur. L'évolution de la distribution des déplacements n'est pas directement reliée à l'évolution de la dynamique hydrologique.*

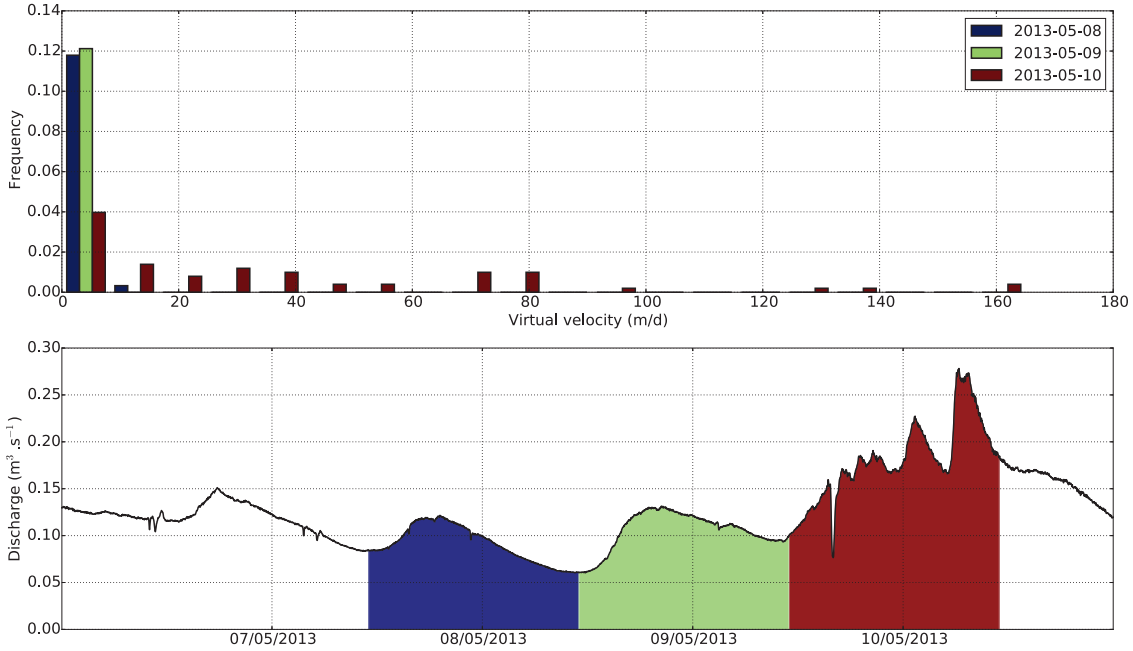


FIGURE *4.27 – Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher AA/AB. Chaque distribution de déplacement correspond à une période hydrologique signalée sur le graphe inférieur. L'importante crue du 10 mai 2013 entraîne une modification significative de la distribution des placements.*

moyen des crues journalières dans les jours précédents est de 0.38 $m^3.s^{-1}$. Les résultats des vélocités virtuelles associées à cet événement n'indiquent toutefois pas une influence claire de cette crue importante (Fig. 4.28). De même, la comparaison des lâchers A et AA/AB montre que pour des pics de crue de 0.28 $m^3.s^{-1}$, la vélocité virtuelle maximale varie de 11.5 à 160 $m.j^{-1}$. Ainsi, il n'apparaît pas évident de relier les déplacements à l'intensité d'une crue particulière et ce même dans le cas d'événements extrêmes.

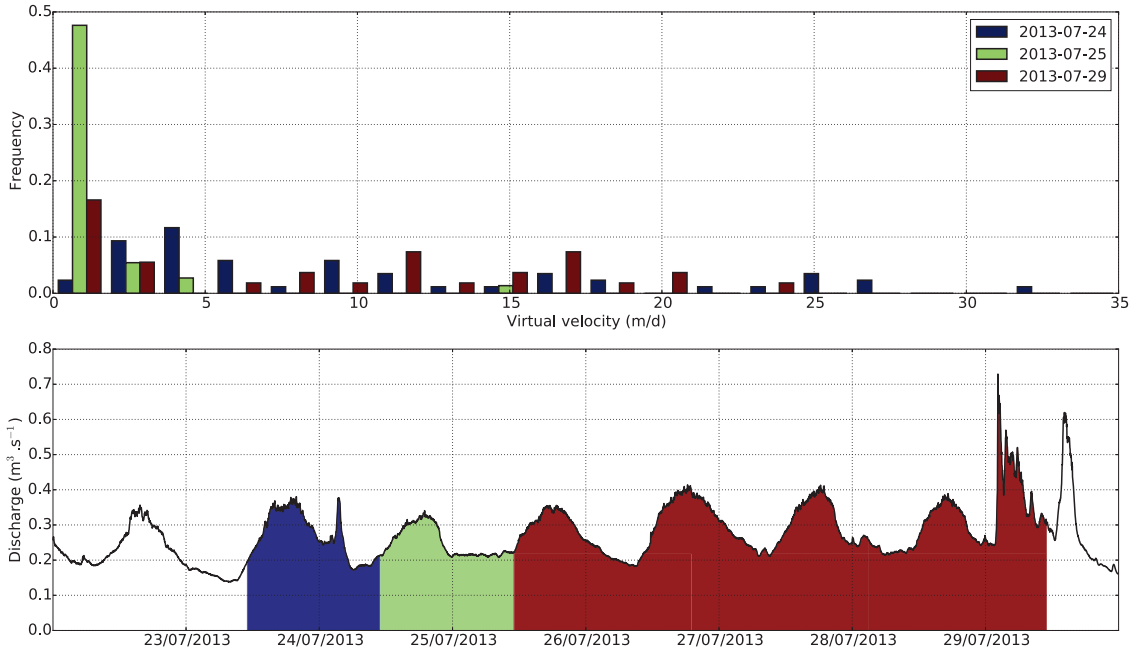


FIGURE *4.28 – Distribution des vélocités virtuelles au cours de campagnes successives pour le lâcher D. Chaque distribution de déplacement correspond à une période hydrologique signalée sur le graphe inférieur. L'événement décennal survenu le 29 juillet 2013 n'entraîne pas une modification significative de la distribution des déplacements des galets.*

4.6.5 Relation entre vélocité virtuelle et débit

Le suivi des galets sur plusieurs jours montre qu'il est difficile de relier le déplacement à la chronique hydrologique. La recherche d'une relation entre débit et déplacement a cependant été explorée plus largement en utilisant l'ensemble des données de déplacements. En effet, la détection du passage des galets au-dessus de l'antenne fixe permet d'estimer les conditions pour l'initiation du transport des galets (Fig. 4.29).

Les débits mobilisateurs mesurés correspondent à la condition limite de mobilisation en sortie de la plaine alluviale (Fig. 4.29a). La géométrie de l'écoulement dans cette partie de la plaine alluviale est bien contrainte (e.g. Fig. 4.1) et la contrainte de Shields associée avec la détection d'un traceur a été évaluée (Fig. 4.29b). Ces résultats montrent que les contraintes et débits associés avec la détection d'un traceur sont dispersés mais fournissent toutefois les

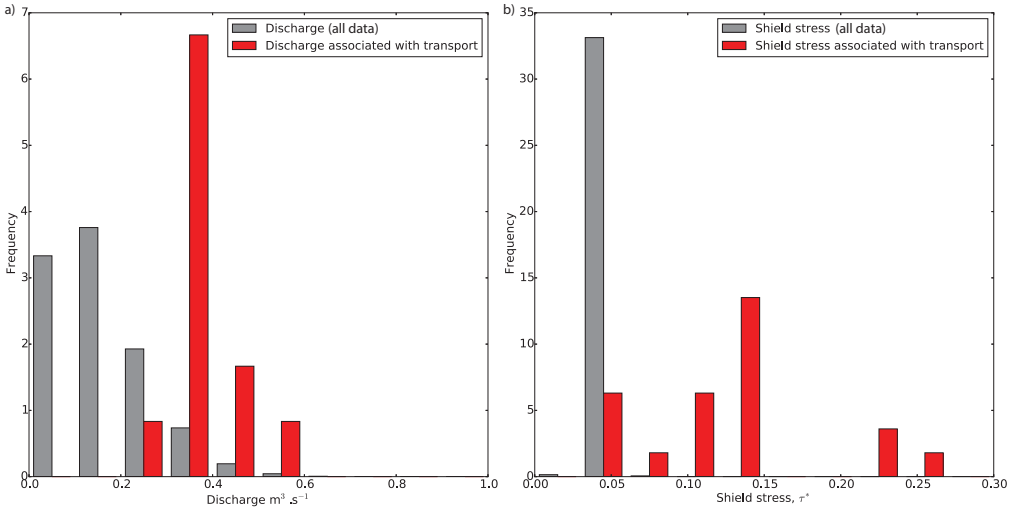


FIGURE *4.29 – a-b) La distribution de l'ensemble des données est représentée en gris. La distribution des mesures associés à un transport de la charge de fond détecté par l'antenne fixe est représentée en rouge. a) Distribution des débits mobilisateurs prenant en compte les galets tests et les galets issus des expériences (rouge, Table 4.2). Le débit mobilisateur moyen est de 0.32 ± 0.09 $m^3.s^{-1}$. b) Distribution des contraintes de Shields associées aux débits mobilisateurs reportés en Table 4.2 (rouge).*

conditions limites pour l'initiation du mouvement : au dessus de 0.2 $m^3.s^{-1}$, aucun n'a été mesuré à la sortie de la plaine alluviale.

La corrélation entre les conditions hydro-dynamiques et le transport a été explorée en combinant 5 variables. Pour chaque couple de campagne présentant au moins 20 vecteurs déplacements, les vélocités virtuelles moyennes et maximales ont été calculées et les débits moyens, maximaux et moyens au-dessus de la limite du transport en débit (0.2 $m^3.s^{-1}$, Fig. 4.29a) ont été évalués. Les corrélations entre le débit moyen et les vélocités virtuelles maximale ou moyenne sont significatives (Fig. 4.30a,d). Les résultats des approches utilisant le débit maximal et le débit seuil ne sont pas convaincants (Fig. 4.30b-c,e-f). La corrélation entre les vitesses de déplacement moyenne et maximum des traceurs et le débit moyen est pertinente mais reste dispersée ($R^2 \sim 0.55$, Fig. 4.30a,d). Cette dispersion ne permet pas de relier de manière convaincante les variables hydro-dynamiques mesurées à la sortie de la plaine alluviale avec le transport des galets au sein de cette dernière.

Un modèle hydraulique simple du Plan des Eaux a été développé (Annexe C.5). Il prend en compte la variation des conditions de l'écoulement entre l'aval et l'amont du Plan des Eaux (e.g. granulométrie, largeur de l'écoulement, pente, Fig. 4.1). Cependant, la comparaison entre les hauteurs d'eau mesurées à l'amont et produites par le modèle n'est pas concluante (Fig. 3.2). En conséquence, il ne semble pas cohérent en l'état d'explorer la relation entre la mobilisation des galets dans la plaine et d'autres variables que celles testées. En particulier, en l'absence d'une modélisation fiable de la hauteur d'écoulement dans le Plan des Eaux, de la dispersion des contraintes associées avec la mise en mouvement à l'aval (Table 4.2) et d'une relation claire entre débit et déplacement (Fig. 4.30), les approches reposant sur le calcul de la contrainte de

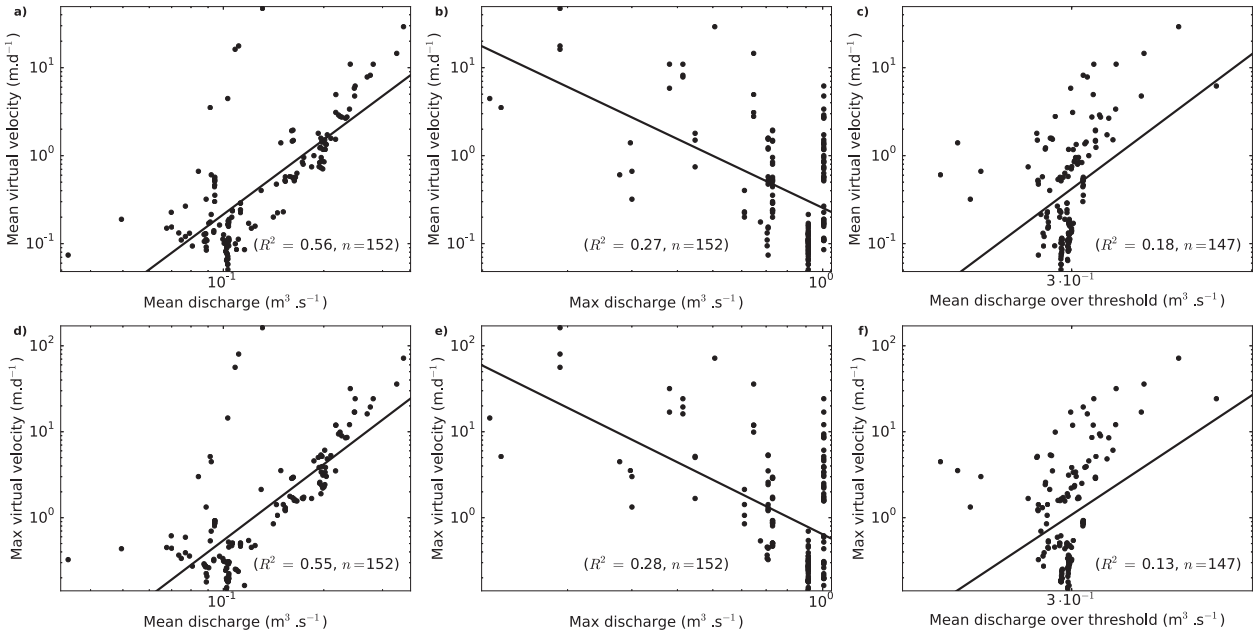


FIGURE *4.30 – Relation entre variables hydro-dynamiques et transport des traceurs. Vélocité virtuelle moyenne en fonction : a) du débit moyen ; b) du débit maximal ; c) du débit moyen supérieur à la limite d'initiation du transport (0.2 $m^3.s^{-1}$) ; vélocité virtuelle maximale en fonction : d) du débit moyen ; e) du débit maximal ; f) du débit moyen supérieur à la limite d'initiation du transport (0.2 $m^3.s^{-1}$).*

cisaillement n'apparaissent pas pertinentes.

4.6.6 Synthèse phénoménologique

L'utilisation de la méthodologie RFID dans la plaine alluviale proglaciaire du Plan des Eaux permet d'apporter une description phénoménologique du transport de la charge de fond. Ce processus dépend de plusieurs paramètres mis successivement en évidence dans les sous-sections précédentes. Ainsi, la taille et le poids des galets limitent significativement la vitesse de transfert vers l'aval (Fig. 4.22). Le transport des galets de taille inférieure ou égale à 2 cm ne suit cependant pas cette tendance générale et souligne un ralentissement lié à l'imbrication des particules du lit (Fig. 4.22). D'une part, la différence de comportement entre l'amont et l'aval (Fig. 4.24) traduit l'évolution de la pente et de la granulométrie le long de la plaine alluviale. Ces deux facteurs jouent des rôles déterminants dans la plupart des modèles de transport (e.g. Julien, 2010). D'autre part, les changements dans la morphologie de l'écoulement du torrent impactent significativement la mobilité des particules en fonction de leur position par rapport au chenal principal (Fig. 4.25). Enfin la forme des galets (oblongue ou sphérique) a un impact mesurable mais faible sur leur déplacement (Fig. 4.23).

Pour toutes les classes granulométriques de 1 à 32 cm, le temps de transfert moyen estimé par la méthodologie RFID est supérieur à l'année. Le suivi de galets sur plusieurs jours révèle

cependant des déplacements potentiellement importants (e.g. Fig. 4.18). Toutefois, la relation entre les conditions hydro-dynamiques de l'écoulement et le transport n'apparaît pas évidente (Fig. 4.30). Ces dernières considérations mènent au développement d'une approche probabiliste du transport des galets afin de mieux contraindre leur temps de transfert.

4.7 Description probabiliste du transport de la charge de fond

L'objectif général de cette section est d'estimer le temps de transfert de la charge solide et de contraindre les caractéristiques stochastiques du transport. Cette partie exploite la base de données des positions mesurées des galets de deux manières. Tout d'abord, les distributions statistiques des déplacements et des vélocités virtuelles sont caractérisées dans le but de déterminer le mode de diffusion du transport. Par la suite, les distributions des positions des traceurs par rapport à la sortie de la plaine alluviale servent à établir un modèle probabiliste du transport de la charge de fond et à évaluer le temps de transfert dans le domaine proglaciaire.

4.7.1 Description statistique des distributions des déplacements et des vélocités virtuelles

Dans cette section, l'existence d'une loi statistique unique permettant de décrire le transport du point de vue des particules est examinée. Les données utilisées correspondent aux déplacements (i.e. sauts cumulés) et vélocités virtuelles calculées à partir de la base de données des positions et en effectuant toutes les permutations possibles de campagne. Le déplacement d'un galet, mesuré entre deux campagnes correspond à une somme de sauts d'une longueur individuelle inconnue et entre-coupés de périodes de repos. Les distributions des mesures de ces deux variables ont été comparées à plusieurs distributions statistiques. Le caractère de la décroissance de ces dernières, c'est-à-dire le comportement de leur queue, détermine le caractère sous-diffusif, normalement diffusif ou sur-diffusif du transport de la charge de fond.

Les résultats de différentes lois statistiques sont tout d'abord comparés. Les Figures 4.31 et 4.32 sont construites en itérant l'exploitation décrite sur la Fig. 4.17 et en augmentant l'intervalle de temps maximal séparant deux campagnes utilisées pour calculer les déplacements et vélocités virtuelles. Ainsi, plus cette durée croît, plus le nombre de paires de campagnes disponibles augmente (Fig.4.31b-4.32b). Par soucis de clarté, l'étude exhaustive des différentes distributions (Fig.4.31c-4.32c) a été simplifiée en regroupant l'analyse des distributions, respectivement à queue lourde et légère (Fig.4.31ca-4.32a).

Les résultats de l'exploitation statistique sont similaires pour les distributions de déplacements et de vélocités virtuelles (Fig. 4.31 et Fig. 4.32). Lorsque seules les campagnes séparées par moins de 10 jours sont considérées, les distributions à queue lourde permettent de décrire 80% des paires de campagnes, alors que les distributions à queue légère en décrivent moins de

50% (Fig.4.31a-4.32a). Lorsque l'intervalle de temps augmente, le nombre de campagnes disponibles augmente et la qualité de la description par les distributions à queue lourde diminue (Fig.4.31a-4.32a). Au contraire, la qualité de la description par les distributions à queue légère tend à croître avec l'augmentation de l'intervalle de temps (Fig.4.31a-4.32a). En particulier, les distributions légères permettent de décrire plus de 60% des déplacements observés, lorsque des périodes supérieures à l'année sont considérées (Fig.4.31a-4.32a).

Plusieurs distributions à queue lourde ou légère permettent de décrire les distributions de déplacements ou de vélocité observées. En moyenne, les distributions à queue lourde décrivent 75% des distributions de déplacements ou de vélocité. Les distributions à queue légère permettent d'en décrire 50%. Parmi les distributions à queue lourde, la distribution log-normale décrit au moins 60% des distributions empiriques. Les autres distributions à queue lourde (loi puissance, Gamma, Weibull) fournissent $\sim$ 50% de description statistique correcte. Parmi les distributions légères testées, la distribution de Gumbel fonctionne significativement mieux. Toutefois, aux temps les plus longs, la distribution normale rend compte de plus de 40% des données. Au total, nos résultats ne soulignent pas une description univoque par un seul type de distributions des vélocités virtuelles ou des déplacements. Cette absence d'une description statistique unique montre que le transport de la charge de fond n'est pas dominé par la sous-diffusion ou la sur-diffusion.

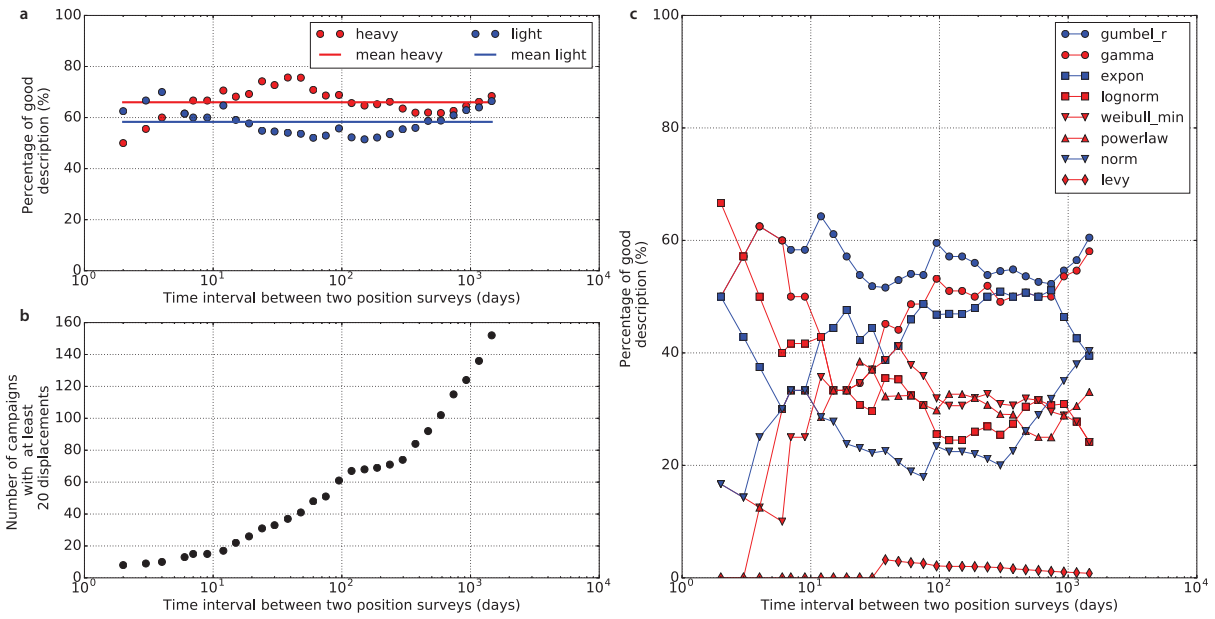


FIGURE *4.31 – Description statistique des distributions de déplacements des galets marqués par PIT. a-c) L'axe des abscisses est croissant et représente l'intervalle minimal entre deux positions utilisées pour déterminer un vecteur déplacement ; a,c) La qualité de la description statistique correspond au pourcentage de campagnes correctement décrites par une distribution ou un type de distributions ; a) Évolution de la qualité de la description statistique par des distributions à queue lourde ou légère ; b) Nombre de campagnes pour chaque intervalle de mesure minimal ; c) Évolution de la qualité de la description statistique pour chacune des distributions testées.*

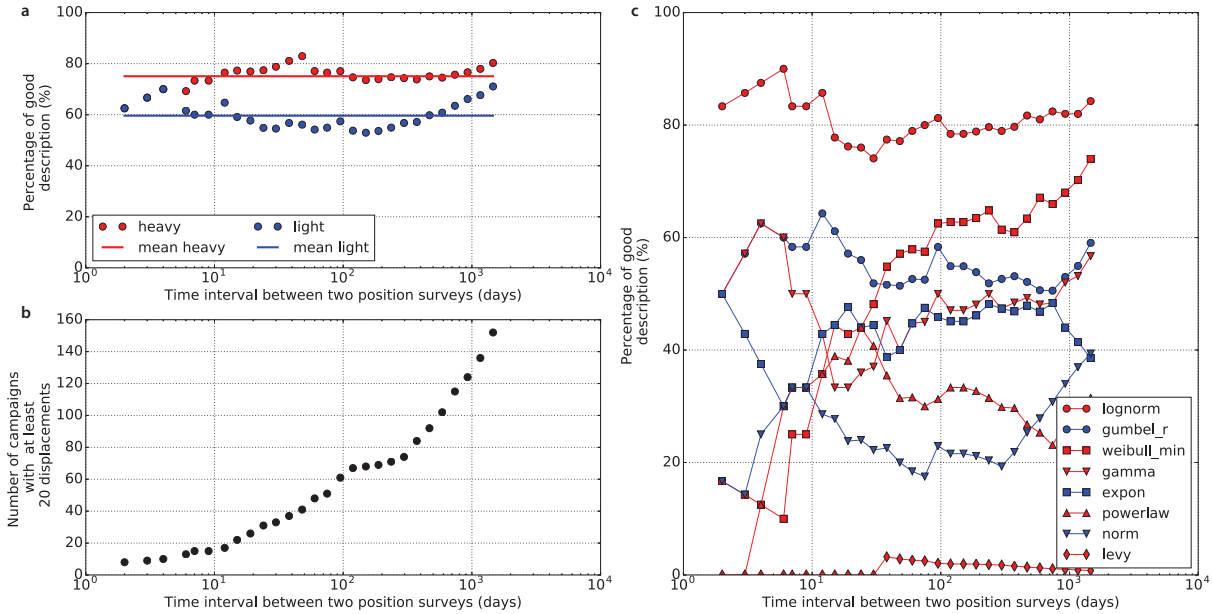


FIGURE *4.32 – Description statistique des distributions de vélocités virtuelles des galets marqués par PIT. a-c) L'axe des abscisses est croissant et représente l'intervalle minimal entre deux positions utilisées pour déterminer un vecteur déplacement ; a,c) La qualité de la description statistique correspond au pourcentage de campagnes correctement décrites par une distribution ou un type de distributions ; a) Évolution de la qualité de la description statistique par des distributions à queue lourde ou légère ; b) Évolution du nombre de campagnes considérées ; c) Évolution de la qualité de la description statistique pour chacune des distributions testées.*

4.7.2 Modèle probabiliste du transport de la charge de fond

Dans cette section, les positions des traceurs sont analysées par rapport à un point de référence : la sortie de la plaine alluviale du Plan des Eaux. Les distributions empiriques des positions des galets marqués sont comparées à plusieurs distributions statistiques dans le but de trouver une description idéale de leur évolution. Cette dernière est par la suite utilisée pour évaluer le temps de transfert moyen à partir d'un modèle probabiliste.

Parmi les distributions testées, seules les distributions de Rayleigh, Maxwell, Gauss, Laplace et Gumbel fournissent des descriptions statistiquement valides par rapport au test de Kolmogorov-Smirnov. La performance de la description statistique de ces distributions, c'est-à-dire la proportion de campagnes de mesures qu'elles décrivent correctement, est résumée dans la Table 4.3. Les distributions suivantes ne donnent pas de résultats acceptables : log-normale, Weibull, puissance, puissance log-normale, Levy et gamma ; elles ne sont pas présentées. Les 5 distributions acceptées ne permettent toutefois pas de décrire toutes les distributions empiriques de positions observées (Table 4.3). En particulier, la performance de ces distributions est de l'ordre de 20-30% pour les expériences A et B, commencées en 2011. En comparaison, les distributions testées permettent de décrire entre 60 et 80% des répartitions de positions

observées pour les expériences AA/AB et D, initiées en 2013. Les 5 distributions retenues décrivent correctement les mêmes campagnes et certaines campagnes ne sont donc décrites de manière convaincante par aucune distribution.

Distribution	Performance de la description statistique pour les expériences						
	A	B	AA/AB	D	A et B	AA/AB et D	A, B , AA/AB et D
Rayleigh	17%	22%	75%	40%	20%	62%	30%
Maxwell	17%	22%	88%	40%	20%	69%	32%
Normale	17%	33%	88%	60%	24%	77%	37%
Laplace	22%	22%	75%	80%	22%	77%	35%
Gumbel	22%	33%	75%	80%	27%	77%	39%

TABLE *4.3 – Performance de la description statistique des densités de probabilités de position des galets pour les distributions de Rayleigh, Maxwell, Normale, Laplace et Gumbel.*

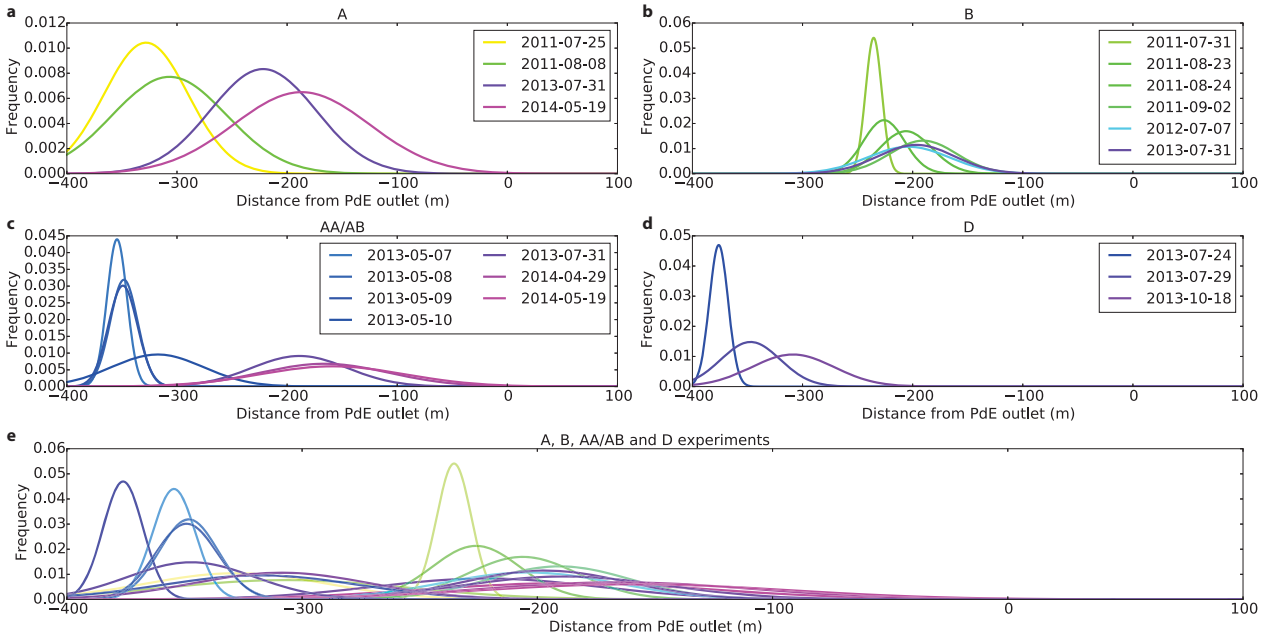


FIGURE *4.33 – Évolution de la densité de probabilité des positions des galets dans la plaine alluviale pour une distribution normale. La sortie de la plaine alluviale correspond à l'origine de l'axe des abscisses, positif dans le sens de l'écoulement. a) Expérience A ; b) Expérience B ; c) Expérience AA/AB ; d) Expérience D ; e) Comparaison des expériences A, B, AA/AB et D.*

Le processus de détermination de la moyenne et de l'écart-type a été effectué pour chacune des distributions acceptées (Rayleigh, Maxwell, normale, Laplace et Gumbel). Un exemple de résultats pour la loi normale est présenté sur les Fig. 4.33 et 4.34. La Fig. 4.33 présente les lois normales permettant de décrire d'une manière statistiquement valide la propagation vers l'aval des galets des lâchers A, B, AA/AB et D (Fig. 4.33a-d). La combinaison de ces campagnes permet d'obtenir une couverture spatiale relativement complète du Plan des Eaux (Fig. 4.33e). A partir des distributions normales de la Figure 4.33, les évolutions temporelles

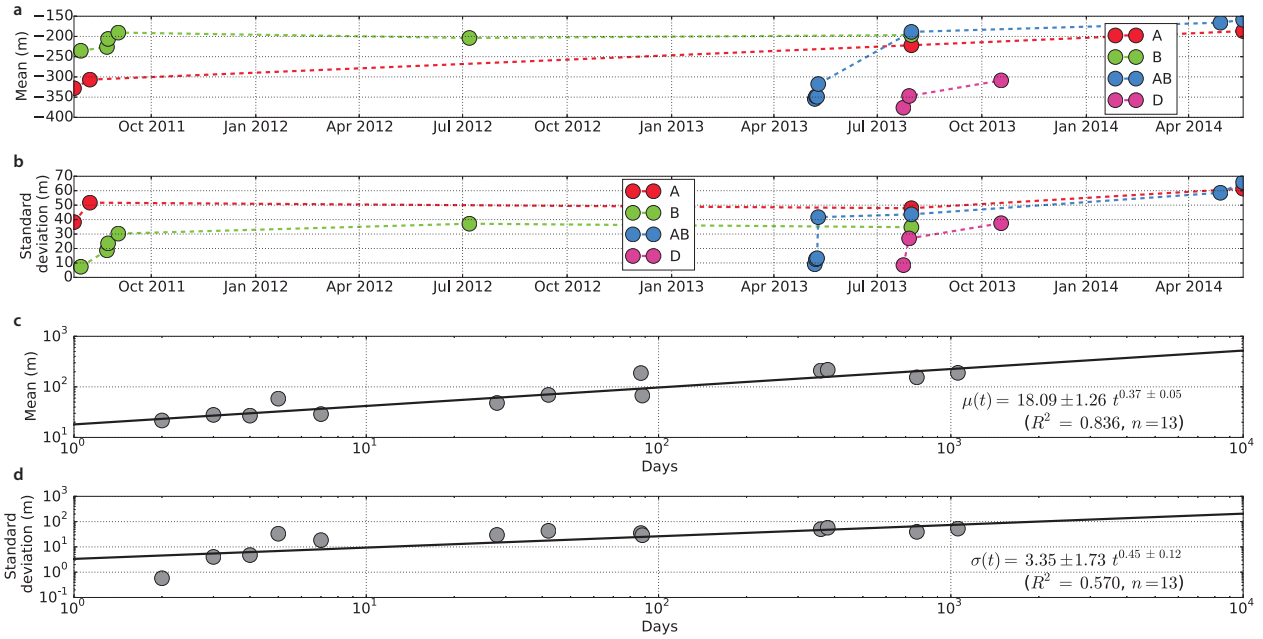


FIGURE *4.34 – Évolution de la moyenne et de l'écart-type de la distribution des positions des galets pour une distribution normale. La sortie de la plaine alluviale correspond à l'origine de l'axe des abscisses, positif dans le sens de l'écoulement. a) Évolution de la moyenne pour chaque expérience. Pour chaque lâcher, un point dans ce graphe correspond à la moyenne de la distribution estimée sur la Fig. 4.33 ; b) Évolution de l'écart-type pour chaque expérience. Pour chaque lâcher, un point dans ce graphe correspond à l'écart-type de la distribution estimée sur la Fig. 4.33. c) Évolution des moyennes des expériences A, AA/AB et D et ajustement en loi puissance ; d) Évolution des écart-types des expériences A, AA/AB et D et ajustement en loi puissance.*

de la moyenne et de l'écart-type de la densité de probabilité de position des galets ont été déterminées (Fig. 4.34a-b). Après regroupement des expériences par une translation temporelle et spatiale, l'évolution générale de la moyenne et de l'écart-type de la distribution des galets a été évaluée (Fig. 4.34c-d). Ce processus est itéré pour chacune des distributions afin de déterminer les fonctions $\mu(t)$ et $\sigma(t)$ (Table 4.4).

Dans ce que suit, seules les expériences dont la mise en place correspond à la zone amont de la plaine alluviale sont présentées (lâchers A, AA/AB et D). Le lâcher B sera discuté par la suite. L'évolution temporelle de l'écart-type, $\sigma \propto t^{\chi_\sigma}$, permet de déterminer le comportement diffusif de la charge de fond. En prenant en compte les expériences A, AA/AB et D, la valeur de l'exposant χ_σ varie de 0.37 à 0.60 (Table 4.5). L'exposant moyen et pondéré par la qualité des ajustements vaut 0.45 ± 0.14.

A la suite de cette analyse, il apparaît que la meilleure description statistique de l'évolution de la position des galets est donnée par la loi normale (i.e. gaussienne). Cette dernière possède les meilleurs coefficients de régression sur la moyenne et l'écart-type (Table 4.4). De plus, ses paramètres estimés ont une incertitude faible par rapport à ceux des autres lois (e.g.

	A, AA/AB et D	
Distribution	Evolution of the mean, $\mu(t)$	Evolution of the standard deviation, $\sigma(t)$
Rayleigh	$1.20 \pm 2.29\, t^{0.79\pm0.17}$ (0.70)	$4.37 \pm 2.00\, t^{0.37\pm0.14}$ (0.43)
Maxwell	$4.79 \pm 1.58\, t^{0.56\pm0.10}$ (0.77)	$5.75 \pm 1.55\, t^{0.37\pm0.09}$ (0.60)
Normale	$18.2 \pm 1.26\, t^{0.37\pm0.05}$ (0.84)	$3.39 \pm 1.74\, t^{0.45\pm0.12}$ (0.57)
Laplace	$8.32 \pm 1.62\, t^{0.50\pm0.10}$ (0.65)	$2.63 \pm 2.24\, t^{0.53\pm0.18}$ (0.42)
Gumbel	$6.92 \pm 2.04\, t^{0.54\pm0.16}$ (0.49)	$1.82 \pm 2.63\, t^{0.60\pm0.21}$ (0.40)
Weighted mean	$8.29 \pm 1.72\, t^{0.55\pm0.11}$	$3.76 \pm 1.97\, t^{0.45\pm0.14}$

TABLE *4.4 – Évolution temporelle de la moyenne et de l'écart-type de la densité de probabilité des positions des galets pour différentes distributions statistiques. Les valeurs moyennes de $\mu(t)$ et $\sigma(t)$ sont pondérées par le coefficient de régression R^2 donné entre parenthèses.*

	Time scaling, χ, of the standard deviation, σ
Distribution	A, AA/AB et D
Maxwell	0.37±0.09 (R^2=0.60)
Normale	0.45±0.12 (R^2=0.57)
Rayleigh	0.37±0.14 (R^2=0.43)
Laplace	0.53±0.18 (R^2=0.42)
Gumbel	0.60±0.21 (R^2=0.40)
Weighted mean	**0.45 ± 0.14**

TABLE *4.5 – Évolution temporelle de l'écart-type de la densité de probabilité des positions des galets pour différentes distributions statistiques. La valeur moyenne de l'exposant χ est pondérée par le coefficient de régression R^2 donné entre parenthèses.*

Rayleigh, Gumbel, Table 4.4). L'évolution temporelle des paramètres ainsi définis (Table 4.4) est utilisée dans un modèle probabiliste et permet d'estimer le temps de transfert moyen des galets. L'évolution de la distribution de position des traceurs est modélisée par une distribution normale et le système d'équations suivant décrit son évolution :

$$p(x,t;\mu(t),\sigma(t)) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{\frac{-(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right\} \tag{4.4}$$

$$\mu(t) = 8.29 \pm 1.72\, t^{0.37\pm0.05} \tag{4.5}$$

$$\sigma(t) = 3.76 \pm 1.97\, t^{0.45\pm0.12} \tag{4.6}$$

Ces équations (Eq. 4.4-4.6) décrivent le comportement des galets à long terme et ne sont pas valables aux temps courts (i.e. $<$ 1 jour).

En utilisant la distribution normale, le temps de transfert moyen d'une perturbation se produisant à l'amont du Plan des Eaux est de 9.2 $\pm$ 1.7 ans (Table 4.6). Les équations (Eq. 4.4-4.6) correspondant aux autres distributions permettent d'établir les temps de transfert pour chacune d'entre elles (Table 4.6). En utilisant les valeurs de chacune des distributions moyennées et pondérées, le temps de transfert moyen est estimé à 7.9 $\pm$ 2.0 ans (Table 4.6). En utilisant les bornes supérieures des intervalles de confiance pour chaque coefficient des lois $\mu(t)$ et $\sigma(t)$, les évolutions les plus rapides et les plus lentes ont été respectivement estimées. Ainsi, le temps de transfert moyen pour les versions les plus rapides des lois d'évolution est de $\sim$ 4 ans, alors qu'il est de $\sim$25 ans pour les plus lentes.

Distribution	Temps de transfert moyen (an)	Poids
Rayleigh	3.55 ± 8.68	1.4
Maxwell	5.57 ± 3.25	12
Normale	9.16 ± 1.74	75
Laplace	4.98 ± 1.93	14
Gumbel	3.84 ± 2.10	5.1
Moyenne pondérée	**7.91 $\pm$ 2.03**	

TABLE *4.6 – Temps de transfert moyen calculés à partir des paramètres estimés pour chaque loi (Table 4.4). La valeur moyenne est pondérée par la qualité de la description de chacun des paramètres.*

4.8 Discussion

Dans cette section, les résultats de l'étude du transport stochastique sont discutés du point de vue : (i) des biais méthodologiques et de l'influence des lots de données utilisés et (ii) du comportement diffusif de la charge de fond à long terme.

4.8.1 Évaluation des biais méthodologiques

L'interprétation des résultats de l'analyse de la base de données de positions de galets identifiés par radio-fréquence peut être affectée de biais liés à la méthodologie d'identification radio-fréquence et à l'exploitation statistique. Tout d'abord, les limites expérimentales de la méthodologie RFID impactent les mesures de positions réalisées dans la plaine alluviale du Plan des Eaux. Ainsi, après la mise en place des traceurs dans le système naturel, leur taux de détection diminue au cours du temps (Fig. 4.20). Cette baisse du nombre de PIT détectés est liée à la dynamique sédimentaire de la plaine alluviale, à la variabilité inter-opérateur, à l'effet de masque et à l'orientation des transpondeurs. De plus, une partie des galets est exportée hors du système étudié : plusieurs traceurs des lâchers E et F sont sortis de la zone d'étude et ont été détectés par l'antenne fixe. Ces galets correspondent cependant aux galets les plus rapides de ces lâchers et la vélocité virtuelle moyenne de ces PIT est égale à celle des 5% de traceurs les plus rapides. Par ailleurs, au moins la moitié des galets des lâchers effectués en 2011 dans la partie haute de la plaine alluviale était encore présente dans le système à la fin de l'année 2014. Ces traceurs des lâchers de 2011 n'ont pas été détectés lors d'une campagne de recherche réalisée en mai 2013 sur 200 m à l'aval du Plan des Eaux. Aussi, l'enfouissement et l'export de galets hors de la zone proglaciaire étudiée entraîne, à une échelle pluri-annuelle, une diminution de la quantité de PIT détectés.

La baisse du nombre de traceurs détectés au cours du temps impacte l'évaluation du comportement diffusif. Tout d'abord, d'une manière générale, l'introduction de particules à la surface du lit favorise leur mobilité et donc un comportement sur-diffusif (Zhang et al., 2012). Par ailleurs, les traceurs enfouis ont une probabilité de déplacement faible et peuvent ne pas être détectés. Cette perte de données des traceurs les plus lents entraîne en conséquence une apparente sur-diffusion (e.g. Bradley et al., 2010). Inversement, le manque de mesure des traceurs les plus rapides entraîne une apparente sous-diffusion (Hassan et al., 2013; Zhang et al., 2012).

L'influence d'un biais méthodologique sur nos résultats est envisagée en sélectionnant différents lots de données pour établir le modèle probabiliste de transport. En particulier, les galets des lâchers A et B ont été mis en place en 2011, alors que ceux des lâchers AA/AB et D l'ont été en 2013. Le taux de détection moyen des lâchers A et B lors de la dernière campagne de mesure est de 40% ; au cours de celle-ci, ∼55% des galets AA/AB et D ont été retrouvés. Si seules les expériences AA/AB et D sont considérées, la valeur moyenne de l'exposant χ_σ est 0.60 ± 0.24, soit un comportement légèrement sur-diffusif. Lorsque les mesures de l'expérience A, également réalisée à l'amont, sont ajoutés à cette analyse, l'exposant χ_σ correspond aux résultats présentés précédemment et vaut 0.45 ± 0.14 (Table 4.5). La prise en compte des galets du lâcher B, introduits dans la partie médiane du Plan des Eaux, entraîne une diminution de

l'exposant χ_σ ; ce dernier est alors 0.41 ± 0.12. Ainsi, l'utilisation de mesures présentant des intervalles de temps inférieur à une année indique un comportement faiblement sur-diffusif, alors que la prise en compte de lâchers représentant une évolution pluri-annuelle montre un comportement légèrement sous-diffusif. L'utilisation de lot de données différents a donc une influence sur la détermination du comportement diffusif de la charge de fond, mais toutes les estimations réalisées indiquent un mode de diffusion quasiment normal.

L'estimation d'une diffusion normale est supportée par l'absence d'une description statistique univoque des distributions des déplacements des galets (Fig. 4.31). Toutefois, ce constat est partiellement une conséquence de la méthodologie utilisée. En effet, l'approche choisie prend en compte de manière indistincte des galets de tailles et de formes différentes. Nos résultats ne sont toutefois pas différents lorsque seuls des galets de granulométrie 2 ou 4 cm sont considérés. Par ailleurs, la distinction entre distribution à queue lourde ou légère s'effectue principalement sur les valeurs extrêmes de la distribution des déplacements observés. Par définition, ces points sont moins nombreux que ceux correspondant au reste de la distribution. Ainsi, la troncature des valeurs importantes de déplacement fait évoluer leur description statistique, d'une distribution à queue lourde à une distribution à queue légère (Hassan et al., 2013). Cependant, en considérant uniquement les campagnes ayant au moins 60 éléments, nos résultats ne montrent pas de variations significatives. De plus, les traceurs utilisés ont été mis en place à des endroits variés de la plaine alluviale modifiant sensiblement les conditions de leur transport. Ainsi, l'étude phénoménologique réalisée a montré que la pente d'équilibre, l'énergie de l'écoulement, la granulométrie influent le déplacement des galets. Ces facteurs ne sont pas pris en compte dans l'exploitation statistique et ces variables cachées expliquent probablement la grande variabilité des comportements observés et l'absence d'une description unique.

4.8.2 Diffusion à long terme de la charge de fond

L'exploitation statistique de la base de données de positions des traceurs montre un comportement diffusif normal avec $\sigma \propto t^\chi$ et $\chi = 0.45 \pm 0.14$ ainsi que l'absence d'une description univoque des distributions de déplacements des galets. Des études précédentes ont cependant déterminé un comportement sur-diffusif avec $\chi > 0.5$. Ce comportement a été souligné par la description en loi puissance des distributions de déplacements de traceurs (Liébault et al., 2011). Par ailleurs, en utilisant une approche basée sur la contrainte en excès, Phillips et al. (2013) ont pu indirectement estimer que $\chi = 0.95$. En couplant cette valeur avec leur observation de distributions de déplacement à queues légères et en utilisant les relations proposées par Weeks et al. (1996), Phillips et al. (2013) estiment des temps d'attente avec une queue lourde. D'une manière similaire, Olinde and Johnson (2015) ont déterminé des distributions lourdes pour les temps d'attente de traceurs actifs. Leur analyse et l'observation de distributions de déplacement à queue légère indiquent alors un comportement sur-diffusif avec $\chi = 1.15$.

Une description du comportement du transport à différentes échelles temporelles a été proposée par Zhang et al. (2012). Aux temps courts, les particules sont transportées dans un régime sur-diffusif lié à leur affleurement à la surface du lit et à l'influence de l'inertie initiale. A l'échelle intermédiaire, les mécanismes d'enfouissement et d'imbrications entrent en jeu et

le transport devient sous-diffusif. Enfin, à long terme, la dispersion devient normale. La transition entre ces différents régimes a été mise en lumière au moyen de simulations numériques par Zhang et al. (2012). Nos résultats sont toutefois les premiers à présenter des données expérimentales supportant un comportement diffusif normal à long terme pour la charge de fond grossière.

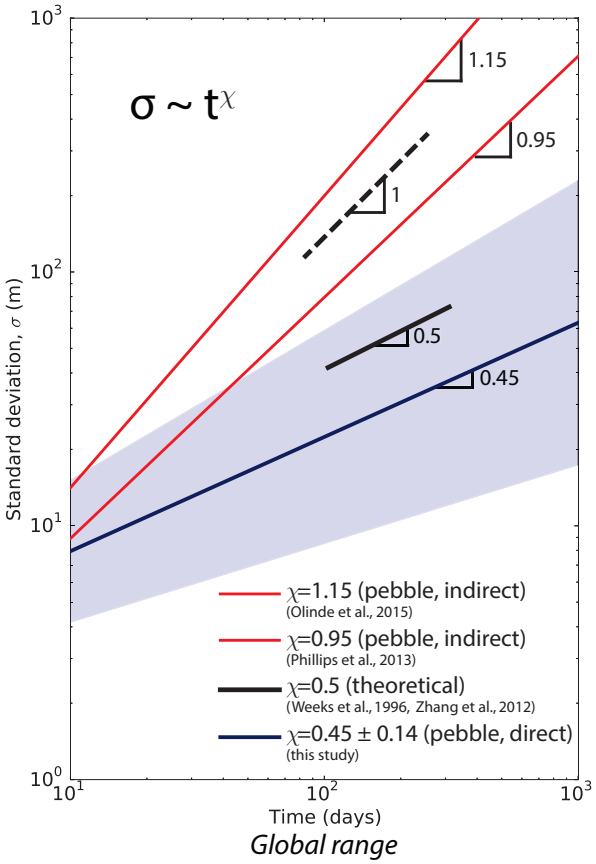


FIGURE *4.35 – Mode de diffusion de la charge de fond à long terme. L'estimation apportée par cette étude est représentée en bleu avec son intervalle de confiance à une déviation standard. Les estimations de Olinde and Johnson (2015) et Phillips et al. (2013) sont indiquées en rouge. L'évolution théorique de Weeks et al. (1996) et Zhang et al. (2012) est représentée en noir.*

Nos résultats illustrent également que la distribution des temps d'attente est un paramètre déterminant sur la dispersion (e.g. Martin et al., 2012). Weeks et al. (1996) avaient déjà noté que si les distributions des sauts et des temps d'attente sont à queue légère, le comportement est normalement diffusif. Le modèle théorique de Zhang et al. (2012) est bien contraint par la théorie, mais les expériences ne le validaient pas. Cette absence de validation, jusqu'à présent, était notamment liée au fait que le temps d'attente des traceurs peut être suffisamment long pour ne pas être expérimentalement observé (Phillips et al., 2013). Dans le cas du Plan des Eaux, le système étudié est un torrent proglacaire dont le fonctionnement hydrologique comprend une crue journalière liée à la fonte du glacier (Fig. 7). Aussi, le comportement diffusif normal mis en évidence est probablement lié à une fréquence de mobilisation plus impor-

tante ; cette dernière permet l'observation du comportement à long terme dont l'estimation est complexe dans des environnements où la mobilisation est plus épisodique.

4.9 Conclusion

L'étude phénoménologique du transport solide permet d'apporter des éléments importants à la compréhension de l'érosion dans le bassin versant du glacier des Bossons. Dans le Plan des Eaux, le transport des galets est contrôlé par leur taille, leur forme et leur position dans la plaine alluviale. En particulier, les galets dans la partie amont se déplacent plus vite que ceux situés dans la partie aval. Ces éléments observationnels montrent un export limité des galets en lien avec une capacité de transport diminuant de l'amont vers l'aval.

La base de données des positions de galets a été exploitée sous un angle probabiliste. Nos résultats montrent une diffusion s'effectuant à long terme dans le régime normal et confirment le modèle d'évolution du transport proposé par Zhang et al. (2012). L'étude présentée dans ce chapitre est unique par sa détermination du comportement diffusif directement à partir de la mesure de l'évolution de l'écart-type de la distribution des positions de traceurs.

Le modèle probabiliste de transport de la charge de fond indique que les galets mettent en moyenne $\sim 8 \pm 2$ ans pour traverser le Plan des Eaux. Ainsi, le Plan des Eaux redistribue sur une échelle de temps décennale les apports qu'il reçoit de l'amont. Ces derniers sont principalement liés à des événements extrêmes sur les versants ainsi qu'à la migration des écoulements torrentiels proglaciaires en lien avec le retrait du glacier. Les apports se propagent ensuite progressivement vers l'aval du Plan des Eaux où le transport moins efficace entraîne le dépôt. Ce processus de propagation explique la progradation progressive des apports d'événements extrêmes dans la plaine alluviale ainsi que son évolution granulométrique. Au total, les résultats présentés dans ce chapitre indiquent que dans le bassin versant du glacier des Bossons, la charge de fond grossière est une composante mineure de l'export annuel. Enfin, les implications générales pour la redistribution des sédiments avec le retrait du glacier, les processus de versants et la comparaison avec la fraction fine seront évalués dans le dernier chapitre de ce travail.

Chapitre 5

Quantification des variations inter-annuelles et intra-saisonnières des flux sédimentaires à partir de 7 années de mesures hydro-sédimentaires dans un bassin versant alpin englacé (Glacier des Bossons, massif du Mont-Blanc, France)

5.1 Introduction . . . 146
5.2 Les forçages de l'érosion dans le bassin versant du glacier des Bossons . . . 147
5.2.1 Dynamique glaciaire . . . 147
5.2.2 Retrait du glacier et évolution de son domaine proglaciaire . . . 151
5.2.3 Contexte tectonique du massif du Mont-Blanc . . . 153
5.3 Séparation des sources sédimentaires et estimation de l'érosion par domaine géomorphologique . . . 154
5.3.1 Différenciation des apports sédimentaires par source . . . 154
5.3.2 Erosion et taux d'érosion par domaine géomorphologique . . . 158
5.4 Résultats . . . 161
5.4.1 Export sédimentaire de 2009 à 2015 . . . 161
5.4.2 Distribution de l'export au cours de la saison de fonte . . . 165
5.4.3 Estimation de l'érosion par domaine géomorphologique . . . 171
5.5 Discussion générale . . . 175
5.5.1 Limites méthodologiques . . . 175
5.5.2 Transport et stockage des sédiments sous-glaciaires dans le bassin versant du torrent des Bossons . . . 176

5.5.3 Comparaison entre l'érosion sous-glaciaire mesurée sur les torrents de Crosette et des Bossons 178
5.5.4 Réponses sédimentaires, temps de transfert et forçages tectonique et climatique 180

5.1 Introduction

Estimer la réponse sédimentaire des bassins versants alpins englacés au retrait glaciaire observé (e.g. Gardent et al., 2014) fournit des clefs permettant de répondre aux défis posés par le changement climatique actuel (e.g. Knight and Harrison, 2014). Cependant, il est nécessaire de pouvoir séparer les différentes composantes du flux sédimentaire mesuré, afin de quantifier l'érosion des domaines supra, sous et proglaciaires d'un bassin versant englacé. Une telle discrimination entre les processus érosifs permet alors de déterminer leur réponse au recul glaciaire ainsi que les facteurs contrôlant l'export sédimentaire. Dans le but de pouvoir répondre à ces questions, des mesures hydro-sédimentaires sont effectuées depuis 2009 dans le bassin versant du glacier des Bossons (massif du Mont-Blanc, France).

Le glacier des Bossons est un glacier en retrait rapide dont deux torrents émissaires ont été instrumentés. Les paramètres hydro-sédimentaires du torrent de Crosette sont mesurés directement à la sortie du système de drainage sous-glaciaire. Inversement, le torrent des Bossons traverse une zone proglaciaire sur ~ 1.5 km avant qu'une telle mesure ne soit possible. Cette dernière est effectuée depuis 2009 à l'exutoire d'une plaine alluviale proglaciaire, le Plan des Eaux (PdE). Par ailleurs, cette estimation des paramètres hydro-sédimentaires n'est pas impactée par des ouvrages anthropiques. Ainsi, le bassin versant du glacier des Bossons est un laboratoire de terrain idéal pour quantifier les processus d'érosion actuels.

Différents processus d'érosion et sources sédimentaires contribuent à l'export du bassin versant du glacier des Bossons. Les chapitres précédents ont permis de répondre à des questions intermédiaires essentielles. Ainsi, la part des apports des parois supraglaciaires et du substratum sous-glaciaire a été déterminée en utilisant des concentrations en nucléides cosmogéniques (Chapitre 1) ; le fonctionnement de la plaine alluviale du Plan des Eaux a été analysé à partir de mesures hydro-sédimentaires à haute-résolution du flux en suspension (Chapitre 2) : il a été montré que, pour ces particules fines, les versants proglaciaires ne sont pas efficacement connectés au torrent proglaciaire (Chapitre 2) et que la source principale de charge en suspension et en saltation du torrent des Bossons est le domaine glaciaire. Une partie des apports issus de ce domaine a été estimée par une méthode probabiliste (Chapitre 3). Enfin, le transport de la charge grossière a été caractérisé par suivi de galets identifiés par méthodologie radio-fréquence (Chapitre 4).

En utilisant les éléments apportés par le début du présent manuscrit, ce chapitre constitue une synthèse du fonctionnement du bassin versant sur plusieurs années et se focalise sur la variation inter-annuelle et intra-saisonnière des flux sédimentaires. La section 5.2 apporte des éléments complémentaires à la description du bassin versant du glacier avec un intérêt particulier sur les composantes du forçage de l'érosion. Ces éléments sont nécessaires pour la compréhension de la discussion générale. La méthodologie et les résultats de son application

sont respectivement présentés dans les sections 5.3 et 5.4. Enfin, la section 5.5 correspond à la discussion générale de ce travail de recherche doctorale.

5.2 Les forçages de l'érosion dans le bassin versant du glacier des Bossons

5.2.1 Dynamique glaciaire

Le glacier des Bossons s'écoule du sommet du Mont-Blanc (4810 m asl, France) jusqu'à une altitude de $\sim$ 1450 m asl (Fig. 5.1a). Cette importante différence d'altitude permet de trouver des conditions thermiques variables à la base du glacier. La limite de la glace froide (LCI, *Limite of Cold Ice*) se situe à $\sim$ 3 300 m (Le Meur and Vincent, 2006). Au dessus de cette limite, la glace basale est significativement en dessous de son point de fusion (Vincent et al., 2007) et l'érosion est minimale (Godon et al., 2013). Au dessous de la LCI, la glace basale se trouve proche de son point de fusion ; elle est dite tempérée. Ces caractéristiques thermiques font du glacier des Bossons un glacier polythermal (type D de la classification de Blatter and Hutter, 1991).

Le réseau de drainage sous-glaciaire possède trois exutoires : les torrents de Creuse, Crosette et Bossons. Le premier draine le glacier du Tacul, principal tributaire glaciaire du glacier des Bossons. Les conditions de terrain à cet exutoire rendent impossible toute instrumentation. Le torrent de Crosette draine le glacier des Bossons jusqu'au sommet du Mont-Blanc ; son bassin versant sous-glaciaire se situe à la fois sous la glace tempérée et sous la glace froide (Fig. 5.1a). Le bassin versant du torrent des Bossons est plus limité (0.38 ± 0.12 km^2) et ne s'étend que sous la glace tempérée (Fig. 5.1a). Par ailleurs, l'ensemble du bassin versant sous-glaciaire de ce torrent se situe sous la ligne d'équilibre du glacier (ELA, *Equilibrium Line Altitude*). Cette dernière a été estimée à $\sim$ 2750 m asl (Godon et al., 2013) et sépare la zone d'accumulation (i.e. apports $>$ fonte) et la zone d'ablation (fonte $>$ apports, Fig. 5.1a). En comparaison, le bassin versant sous la glace tempérée du torrent de Crosette comprend $\sim$ 1/3 de sa surface au-dessus de l'ELA.

Comme pour la plupart des glaciers, deux types de drainage sous-glaciaire transfèrent probablement l'eau de fonte du glacier des Bossons vers les torrents proglaciaires : un réseau distribué (ou diffus) et un réseau chenalisé. Les réseaux distribués sont non-arborescents et correspondent au film d'eau existant entre la glace et le substratum, aux cavités sous-glaciaires reliées entre elles et aux écoulements de Darcy à travers les sédiments sous-glaciaires (e.g. Hubbard and Nienow, 1997). A ce type de drainage diffus s'ajoute un réseau chenalisé et arborescent. Les chenaux qui le compose peuvent être creusés dans le substratum (chenaux N) ou dans la glace (chenaux semi-circulaires R ou rectangulaires H). Ce second type de réseau de drainage permet un transport plus efficace de l'eau de fonte et des sédiments (e.g. Hubbard and Nienow, 1997; Swift et al., 2002). Par ailleurs, le type de drainage sous-glaciaire évolue spatialement et temporellement au cours d'une saison de fonte (e.g. Swift et al., 2002) ou d'une année sur l'autre (e.g. Hubbard and Nienow, 1997).

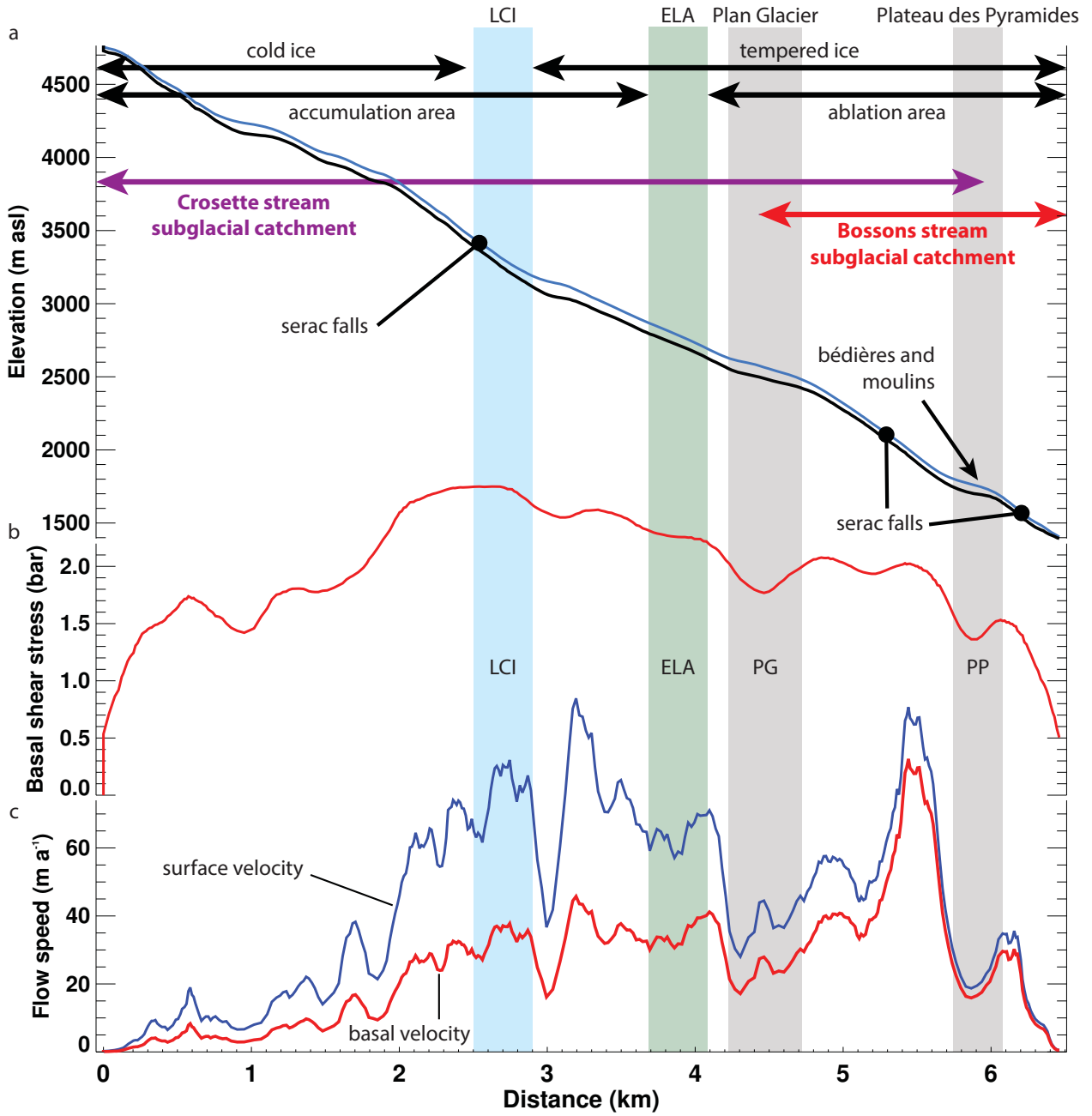


FIGURE *5.1 – Évolution de paramètres glaciologiques le long du glacier des Bossons évalués et communiqués par Huss (2015) à partir de la méthodologie de Huss and Farinotti (2014). a) Évolution de l'épaisseur de glace en fonction de l'altitude ; b) Évolution de la contrainte de cisaillement à la base du glacier ; c) Évolution de la vitesse d'écoulement de la glace. Les altitudes correspondant à la limite de la glace froide (LCI), à la ligne d'équilibre (ELA) et aux replats de Plan Glacier (PG) et du Plateau des Pyramides (PP) sont indiquées. Les altitudes limites des bassins versants sous-glaciaires des torrents de Crosette et des Bossons sont respectivement indiquées en violet et en rouge.*

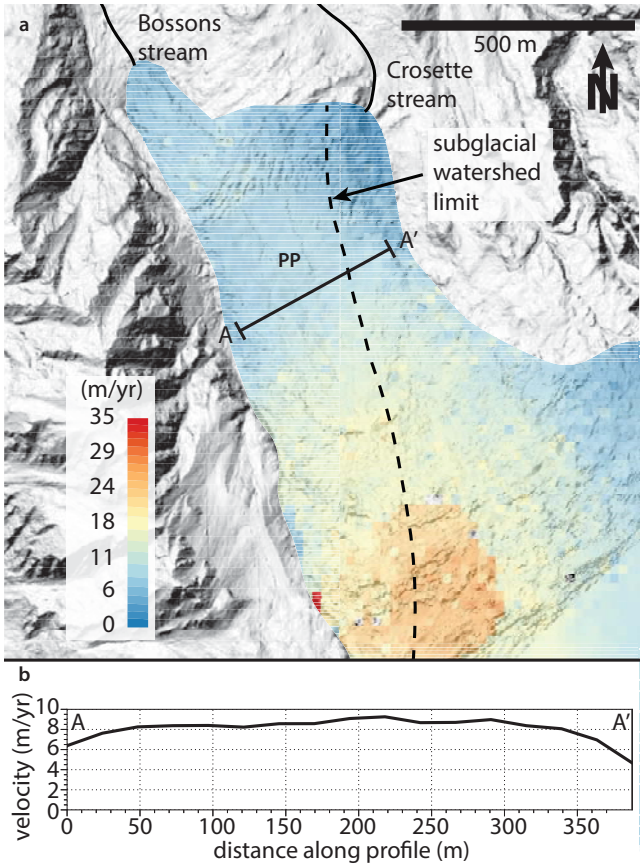


FIGURE *5.2 – Vitesses d'écoulement dans la partie terminale du glacier des Bossons. a) Carte des vitesses d'écoulement de la glace en surface obtenues par la méthodologie de Berthier et al. (2005) et communiquée par Berthier (2016). Les limites des bassins versants sous-glaciaires sont reportées de Godon (2013). Les vitesses d'écoulement dans le bassin versant du torrent des Bossons sont égales ou inférieures à celles dans le bassin versant du torrent de Crosette. La coupe A-A' est indiquée et traverse le Plateau des Pyramides. b) Vitesses dans une section en travers du Plateau des Pyramides (PP). Dans le bassin versant correspondant au torrent des Bossons, les vitesses d'écoulement sont égales ou inférieures à celles dans le bassin versant de Crosette.*

La surface du glacier des Bossons est particulièrement accidentée. En effet, du sommet du Mont-Blanc jusqu'à son front, la glace s'écoule sur une pente moyenne de ∼27° (52%, Fig. 5.1a). Plusieurs chutes de séracs témoignent de valeurs supérieures à 45° (Fig. 5.1a). Dans la zone d'ablation, le glacier présente deux replats relatifs : Plan Glacier et le Plateau des Pyramides respectivement à 2600 et 1800 m asl (Fig. 5.1a). Ces deux zones se caractérisent par une vitesse d'écoulement plus faible et une épaisseur de glace plus importante (Fig. 5.1a,c, Fig. 5.2). Au contraire, les chutes de séracs montrent un écoulement plus rapide et une diminution locale de l'épaisseur de glace (Fig. 5.1a,c, Fig. A.2). Dans le bassin versant du torrent de Crosette, la vitesse d'écoulement de la glace apparaît significativement supérieure à celle dans le bassin du torrent des Bossons (Fig. 5.2a). Toutefois, dans la partie terminale du glacier, les

vitesses sont similaires si ce n'est plus élevées dans la partie du glacier drainée par le torrent des Bossons (Fig. 5.2b). Par ailleurs, le glacier des Bossons est en moyenne plus épais sous le bassin versant de Crosette que sous celui du torrent des Bossons (Fig. 5.1a, Fig. A.2). Ces variations de vitesse et d'épaisseur entraînent des variations de la contrainte de cisaillement à la base du glacier (Fig. 5.1b). Ainsi, la contrainte appliquée par le glacier sur son encaissant varie, d'amont en aval, de 275 à 150 kPa dans le bassin versant de Crosette et de 210 à 50 kPa dans le bassin versant des Bossons (Fig. 5.1b). Les valeurs moyennes pour ces deux bassins versants sont respectivement 210 et 130 kPa (Fig. 5.1b). Ces valeurs sont estimées à partir de l'approche de Huss and Farinotti (2012), basée sur un couplage entre un modèle d'écoulement et un bilan de masse (e.g. Huss et al., 2012). Compte tenu des hypothèses simplificatrices sous-jacentes et du nombre des paramètres à ajuster, leurs valeurs sont soumises à une forte incertitude. Aussi ces paramètres glaciologiques sont principalement présentés pour illustrer leur fluctuations d'amont en aval.

Les modèles physiques d'érosion sous-glaciaire (e.g. Boulton, 1974) indiquent que l'érosion par abrasion est contrôlée par la concentration en sédiment à la base du glacier, C_p, la vitesse des particules abrasives, u_p, et la pression effective de glace, p_e :

$$\dot{e_s} = \alpha^* \, C_p \, u_p \, p_e \tag{5.1}$$

où α^* est une constante empirique tenant compte de la résistance du substratum. La vitesse des particules, u_p, est essentiellement égale à la vitesse de glissement à la base du glacier, u_s. Cette dernière dépend de la contrainte à la basale du glacier, τ et d'un exposant m, variant entre 0 et 3 (Herman et al., 2011) :

$$u_p = u_s = \frac{B_s}{p_e} \tau^m \tag{5.2}$$

avec B_s, une constante de glissement. Aussi, la combinaison des équations (5.1) et (5.2) indique que l'érosion sous-glaciaire dépend au premier ordre de la contrainte de cisaillement à la base du glacier :

$$\dot{e_s} = \beta^* \, C_p \, \tau^m \tag{5.3}$$

avec β^*, un facteur empirique regroupant les constantes α^* et B_s.

La contrainte de cisaillement à la base du glacier est une variable essentielle des modèles numériques d'érosion glaciaire (e.g. Herman and Braun, 2008). Ces derniers ont illustré le contrôle de l'hydrologie sous-glaciaire sur l'érosion. En effet, la contrainte basale, τ, est contrôlée au premier ordre par la pression effective à la base du glacier. Cette dernière correspond au poids de la glace, diminué de la pression de l'eau de fonte située entre la glace et le substratum. Cette surpression fluide est proportionnelle à la hauteur d'eau à la base du glacier et à l'épaisseur de glace (e.g. Flowers, 2002). D'une manière générale, le cisaillement à la base du glacier dépend donc de l'épaisseur de glace, mais également de la quantité d'eau circulant à sa base. L'apport d'eau à la base est favorisée par une ablation forte, un potentiel hydraulique élevé et une conductivité hydraulique faible. La conductivité hydraulique augmente avec la capacité des chenaux sous-glaciaires et explique la diminution des vitesses d'écoulement de la glace au cours de la saison (e.g. Cowton et al., 2013). Ainsi, la prise en compte de l'hydrologie sous-glaciaire

dans un modèle numérique de l'érosion glaciaire permet de localiser deux zones d'érosion élevée : (i) autour et au-dessus de l'ELA, où le flux de glace est le plus important, et (ii) à l'aval du glacier, où la composante hydrologique sous-glaciaire a un impact majeur (Herman et al., 2011). D'autres facteurs influent positivement sur l'érosion glaciaire : la température basale, l'érodabilité du lit, les effets de masque des sédiments sous-glaciaires, le gradient de pente et la concentration basale en sédiment (e.g. de Winter et al., 2012).

La concentration en sédiment à la base du glacier dépend partiellement de l'efficacité du transport de sédiment entre sa surface et sa base. Pour le glacier des Bossons, cette dynamique de transfert a été caractérisée au Chapitre 1 (Guillon et al., 2015a). Dans le bassin versant de Crosette, seuls 8±3% des matières en suspension mesurées à la sortie du système de drainage proviennent de la charge supraglaciaire (Chapitre 1). Au contraire, pour le torrent des Bossons, 42±8% des particules fines transitent de la surface vers la base du glacier (Chapitre 1). La différence entre les deux torrents est liée au système de bédières et de moulins du replat terminal du glacier des Bossons, le Plateau des Pyramides (Chapitre 1, Fig. 5.1a).

5.2.2 Retrait du glacier et évolution de son domaine proglaciaire

Le glacier des Bossons est actuellement dans une dynamique de retrait rapide. A l'échelle centennale, les mesures topographiques de la position du front du glacier montrent un retrait de près de $\sim$ 1.5 km depuis le maximum de 1892 (Fig. 5.4a). Ce retrait est tempéré par des maxima locaux. Depuis le dernier maxima de 1984, le glacier a reculé de plus d'un kilomètre (Fig. 5.4a, Fig. 5.3). Entre 2000 et 2015, le glacier s'est retiré sur 500 m (Fig. 5.4a, Fig. 5.3). De 2005 à 2015, la vitesse de recul moyen atteint 40 m.an^{-1} (Fig. 5.4b). Ainsi, le domaine proglaciaire actuel du glacier des Bossons se trouvait partiellement sous la glace il y a 30 ans (Fig 5.3). En particulier, la plaine alluviale du Plan des Eaux et la section en cascade à l'amont étaient respectivement englacées il y a 30 et 15 ans.

La plaine alluviale du Plan des Eaux a été décrite dans les Chapitres 2 et 4, respectivement du point des particules fines et grossières. Pour la charge en suspension (i.e. silts) et en saltation (i.e. sable), le Plan des Eaux fonctionne comme un tampon sédimentaire contrôlé hydro-dynamiquement (Chapitre 2). Les apports en particules fines sont mineurs de la part des versants proglaciaires et ces derniers ne sont connectés au torrent que lors d'événements extrêmes (Chapitre 2). Le glacier est donc la source majoritaire de particules fines, y compris pendant les événements de pluie de la saison de fonte dont l'apport a été estimé par une méthode probabiliste (Chapitre 3). Les événements stochastiques sur les versants apportent cependant du matériel grossier à l'amont de la plaine alluviale (Chapitre 4). Bien que ces apports soient significatifs, le temps de transfert de la charge de fond dans le domaine proglaciaire a été estimé à $\sim 8 \pm 2$ ans (Chapitre 4). L'analyse de ce chapitre est conduite sur une échelle de temps suffisamment courte pour négliger ce terme dans l'export total du bassin versant.

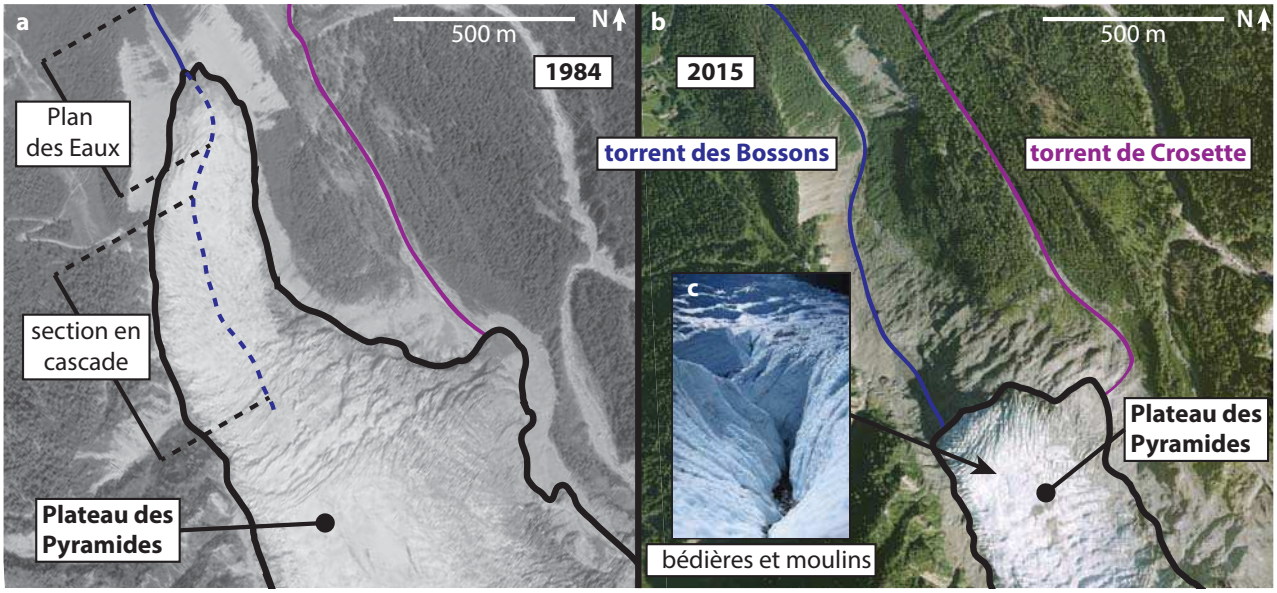


FIGURE *5.3 – Photographies aériennes du bassin versant du glacier des Bossons. a) Cliché pris en 1982 par l'IGN ; b) Cliché pris en 2009 par l'IGN. L'emprise du glacier est représentée par le trait noir continu. c) Des bédières et moulins sont visibles au niveau du Plateau des Pyramides (PP,) Crédit photo : J.F. Buoncristiani.*

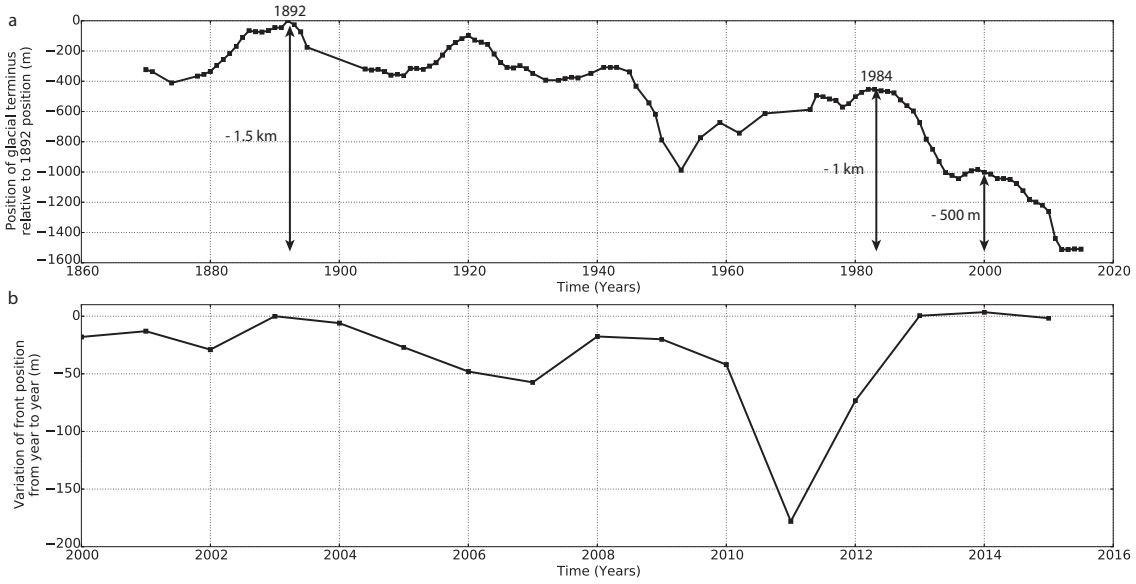


FIGURE *5.4 – Variations de la position du front du glacier des Bossons. a) Variations de la position du front du glacier des Bossons par rapport à l'avancée maximale de 1892 ; b) Variations inter-annuelles de la position du front du glacier des Bossons entre 2000 et 2015. Les données ont été produites et fournies par C. Vincent et D. Six du service d'observation GlacioClim.*

5.2.3 Contexte tectonique du massif du Mont-Blanc

Le relief actuel résulte de la compétition entre dénudation par l'érosion et mouvements tectoniques. Pour les Alpes, Kuhlemann et al. (2001) ont estimé un taux d'érosion moyen au Quaternaire de 0.39 mm.an^{-1} et ce à partir des volumes de sédiment déposés dans les bassins sédimentaires péri-alpins : deltas, vallées, remplissages, etc. Le budget sédimentaire réalisé par Kuhlemann and Kempf (2002) montre que pour les Alpes ce taux est deux fois supérieur aux taux d'érosion tertiaires. Pour les périodes post-glaciaire ($\sim$ 17 000 BP) et tardi-glaciaire ($\sim$ 17 000 - 11 500 BP), les taux d'érosion évalués par une méthodologie similaire correspondent respectivement à 0.62 et 1.8 mm.an^{-1} (Hinderer, 2001). En comparaison, le taux de dénudation moyen actuel a été estimé à 0.32 mm.an^{-1} à partir de mesures de charge en sédiment des rivières et de la progradation de deltas (Hinderer, 2001). En Suisse, les soulèvements tectoniques moyen et maximal actuels ont été respectivement évalués à 1.2 et 1.5 mm.an^{-1} à partir de données de nivellement et de positionnement satellitaire (Brockmann et al., 2012). Des soulèvements tectoniques similaires ont été mesurés en France ; ces taux dépassent notamment 1.5 mm.an^{-1} dans le massif du Mont-Blanc (Fig. 5.5, Nocquet et al., 2016).

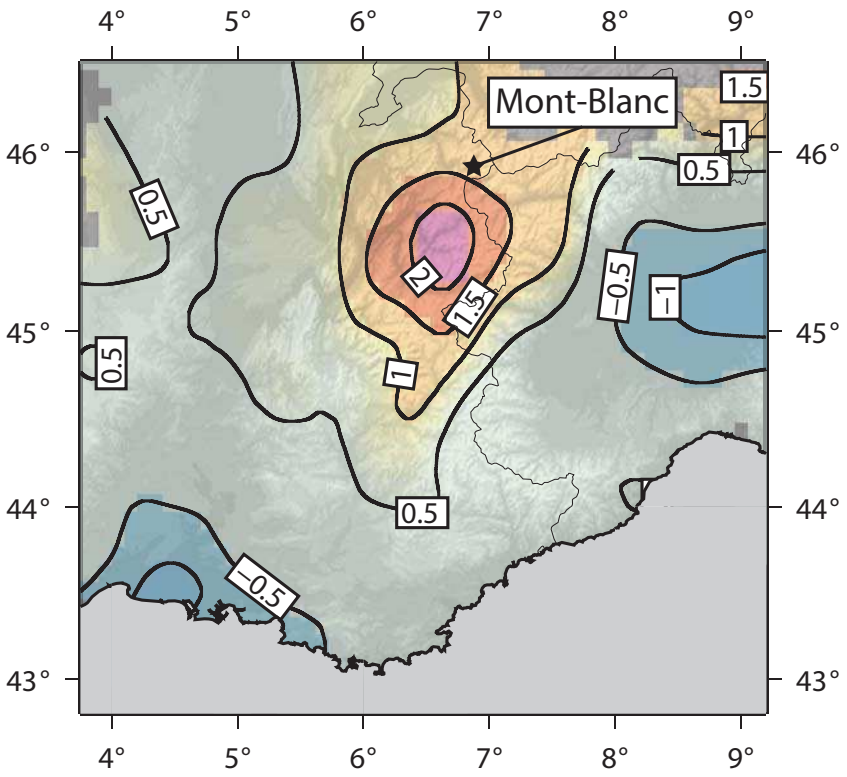


FIGURE 5.5 – *Carte de la surrection dans les Alpes estimée par Nocquet et al. (2016) à partir de données issues du nivellement et de l'observation satellitaire. La position du massif du Mont-Blanc est indiquée.*

5.3 Séparation des sources sédimentaires et estimation de l'érosion par domaine géomorphologique

Cette partie présente la méthodologie permettant d'une part de différencier les apports sédimentaires par sources et d'autre part d'estimer les taux d'érosion pour les domaines supraglaciaire, sous-glaciaires et proglaciaire.

5.3.1 Différenciation des apports sédimentaires par source

L'export mesuré à la sortie du Plan des Eaux provient des domaines proglaciaire et glaciaire. Le Chapitre 2 montre que, dans le bassin versant du glacier des Bossons, les versants proglaciaires ne sont pas efficacement connectés au torrent proglaciaire. L'apport sédimentaire du domaine proglaciaire correspond donc principalement aux remaniements de la plaine alluviale du Plan des Eaux. D'autre part, en l'absence d'événement catastrophique sur les versants, les sédiments entrant dans ce sandur de vallée sont principalement issus du domaine glaciaire (Chapitre 2). Dans la suite de cette section, je reprend l'analyse déjà effectuée dans les chapitres 1 et 2, la formalise et l'adapte afin de pouvoir différencier, dans un premier temps, les apports des domaines proglaciaire et glaciaire, et, dans un second temps, ceux des domaines sous-glaciaire et supra-glaciaire. Cette analyse repose sur une base de donnée unifiée qui permet d'effectuer les différenciations entre périodes sèches et de précipitations au pas de temps d'acquisition des données hydro-sédimentaires (Fig. 5.6a).

La différenciation des sources d'apport sédimentaire dépend des masses de sédiments entrant M_{in} et sortant M_{out} du Plan des Eaux. Ces deux quantités sont définies comme deux fonctions dépendant de la durée de la saison de fonte τ et du ruissellement lié aux précipitations R (Fig. 5.6a-b, Chapitre 3). A l'échelle d'une saison de fonte, l'apport du domaine glaciaire pendant les périodes sèches $M_{gla}(\tau, R = 0)$ correspond à l'apport des sources amont $M_{in}(\tau, R = 0)$. Cette masse est elle-même égale, aux incertitudes près, à l'export total $M_{out}(\tau, R = 0)$ (Chapitre 2) :

$$M_{gla}(\tau, R = 0) = M_{in}(\tau, R = 0) \simeq M_{out}(\tau, R = 0) \tag{5.4}$$

La méthode probabiliste développée précédemment est utilisée pour estimer l'apport amont lors des périodes de précipitations de la saison de fonte $M_{in}(\tau, R > 0)$. Cette masse doit être ajoutée à l'apport entrant pendant les périodes sèches $M_{in}(\tau, R = 0)$ (Eq. 5.4) pour obtenir la contribution complète du domaine glaciaire à l'export du bassin versant (Fig. 5.6c) :

$$M_{gla} = \underbrace{M_{out}(\tau, R = 0)}_{\text{dry periods during melt season}} + \underbrace{M_{in}(\tau, R > 0)}_{\text{wet periods during melt season}} \tag{5.5}$$

La masse de sédiment provenant de la plaine alluviale correspond aux sédiments exportés avant et après la saison de fonte ainsi qu'à une partie de l'export durant les périodes de précipitations durant la saison de fonte (Chapitre 2 ,Fig. 5.6d) :

$$M_{pro} = \underbrace{M_{out}(\neg\tau, R \geq 0)}_{\text{everything outside of melt season}} + \underbrace{M_{out}(\tau, R > 0) - M_{in}(\tau, R > 0)}_{\text{proglacial export during melt season precipitations}} \tag{5.6}$$

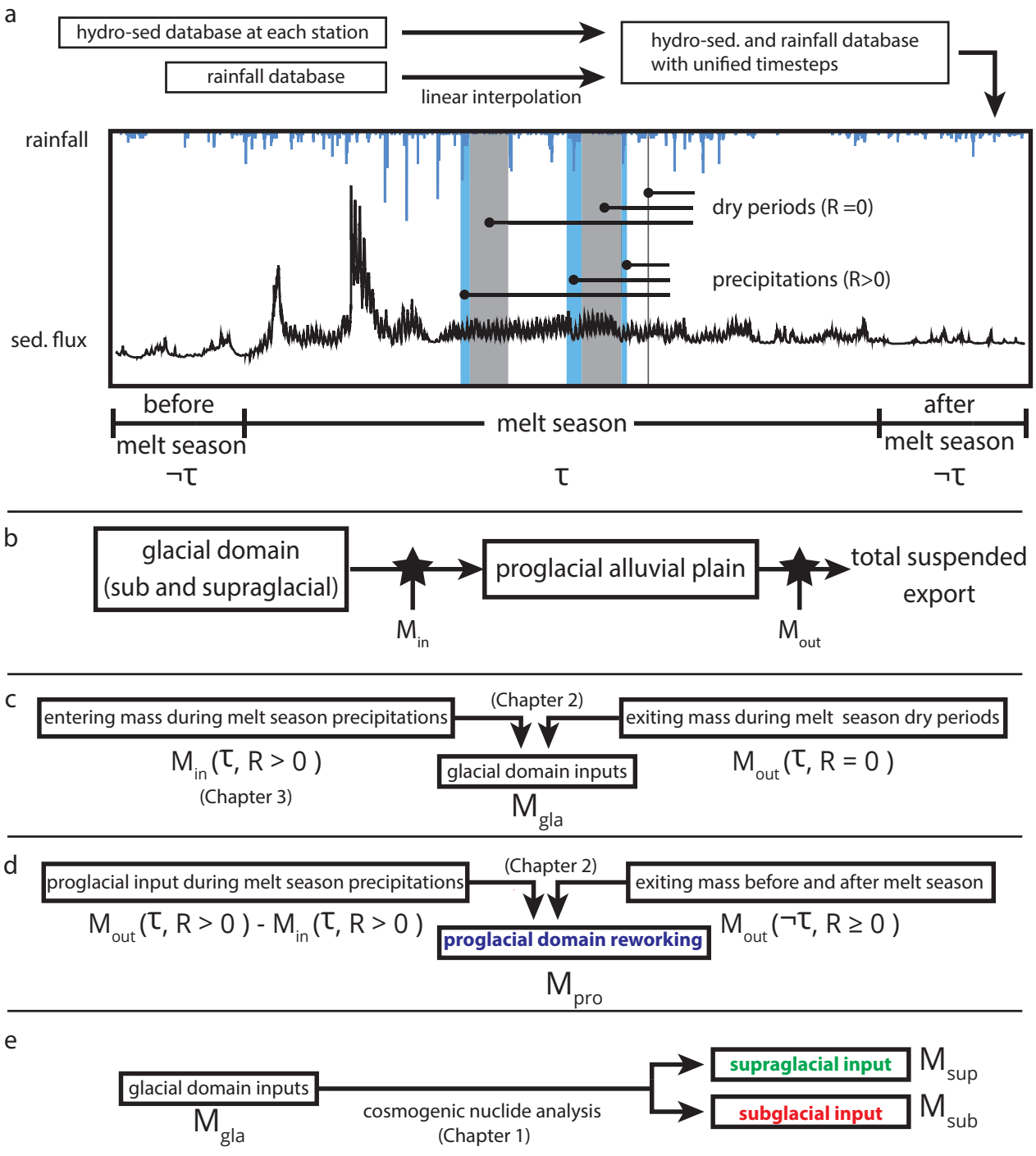


FIGURE 5.6 – *Estimation des apports sédimentaires par domaine géomorphologique dans le bassin du glacier des Bossons. a) Établissement d'une base de données avec pas de temps unifié ; b) Schéma conceptuel présentant les masses entrante, M_{in} et sortante, M_{out} de la plaine alluviale ; c) Estimation de l'apport du domaine glaciaire, M_{gla} (Eq. 5.5) ; d) Estimation de l'apport du domaine proglaciaire, M_{pro} (Eq. 5.6) ; e) Estimation des apports des domaines supraglaciaire, M_{sup} (Eq. 5.7), et sous-glaciaire M_{sub} (Eq. 5.8).*

où ¬ est la négation logique.

L'apport glaciaire est séparé en apport sous-glaciaire et supra-glaciaire en utilisant les résultats de Godon et al. (2013) et du Chapitre 1 (Guillon et al., 2015a). Ces auteurs ont calculé la proportion de sédiment dans le torrent sous-glaciaire provenant respectivement du substratum et des parois rocheuses surplombant le glacier. En utilisant, le ratio C entre source supraglaciaire et source sous-glaciaire, les apports supraglaciaire M_{sup} et sous-glaciaire M_{sub} sont estimés (Fig. 5.6e) :

$$M_{sup} = C \cdot M_{gla} \tag{5.7}$$
$$M_{sub} = (1 - C) \cdot M_{gla} \tag{5.8}$$

où M_{gla} est calculé à partir de (5.5) pour le torrent des Bossons et directement remplacé par l'export total mesuré pour le torrent de Crosette.

Les valeurs d'export calculées ci-dessus (5.6-5.8) reposent sur des mesures de turbidité. Ces données sont utilisées pour estimer la charge en suspension (Annexe B.3). L'analyse granulométrique de cette dernière montre un mode principal à 18 µm appartenant aux silts (Godon et al., 2014). Toutefois, un second mode correspondant aux sables apparaît lorsque les conditions hydrodynamiques permettent leur transport. La charge en saltation correspond à des sables grossiers (Godon et al., 2014). La charge de fond a une distribution bimodale avec un mode majeur, 528 ± 84 µm, correspondant aux sables moyens à grossiers et un mode mineur, 5-8 mm, correspondant aux graviers (Godon et al., 2014). Ces analyses granulométriques ont été effectuées à partir respectivement de 78, 238 et 12 échantillons pour les charges en suspension, saltation et de fond.

Suivant la méthodologie de Godon (2013), les apports estimés sont corrigés du ratio connu dans les sources afin d'obtenir des apports correspondant aux charges en suspension et en saltation. Godon (2013) a estimé la distribution granulométrique des moraines proglaciaires, de la charge supraglaciaire, de la charge sous-glaciaire et des matériaux piégés dans la glace basale. Toutes ces sources potentielles de sédiments ont une proportion de silts et de sables relativement constante : 40% ± 14% silt et 60% ± 14% de sable.

Plusieurs auteurs reportent des contributions de matière en suspension et de charge de fond comparables (e.g. Gurnell, 1987; Hallet et al., 1996). Cette contribution de la charge de fond peut être particulièrement importante, jusqu'à 80%, (e.g. Schröder and Theune, 1984; Weiss, 1996). Des études plus récentes supportent l'hypothèse d'une charge de fond non négligeable (e.g. Meunier et al., 2006; O'Farrell et al., 2009). Dans le bassin versant du glacier des Bossons, la contribution des sédiments grossiers est très variable. Ces derniers correspondent à 16 ± 21 % de la charge de fond (Godon, 2013).

L'utilisation de cette proportion et des contributions des sources en en silt et en sable permet de calculer l'export total du bassin versant en suspension, saltation et charge de fond. Un exemple d'un tel calcul est présenté sur la Figure 5.7 pour les données de la saison de fonte de l'année 2013 (Table 2.2). La prise en compte de la charge de fond dans le calcul de l'export sédimentaire montre une valeur moyenne comprise dans les incertitudes d'une estimation limitée aux charges en suspension (silt) et en saltation (sable, Fig. 5.7). Toutefois, l'incertitude ajoutée à l'estimation totale est importante et liée à la forte incertitude de la

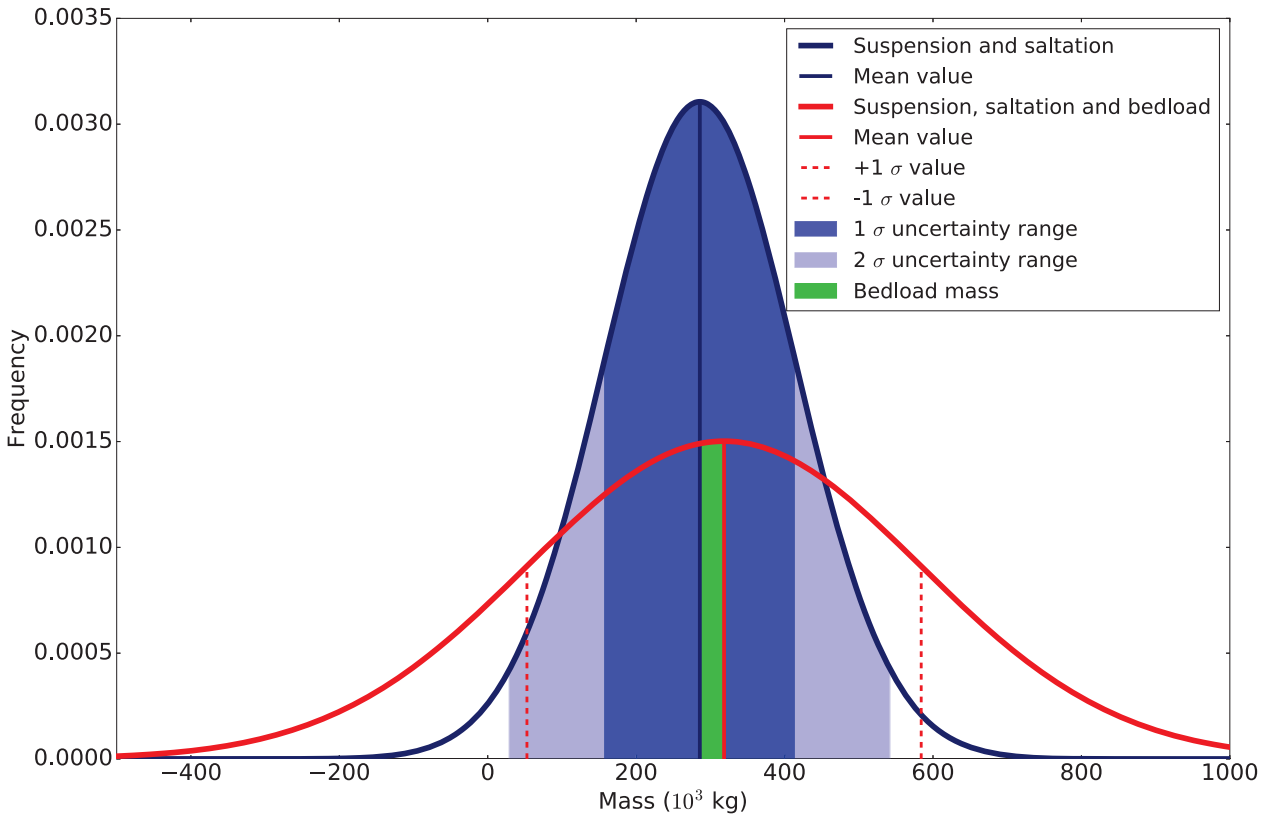


FIGURE *5.7 – Comparaison entre une estimation de l'export sédimentaire prenant en compte les charges en suspension et saltation (bleu, respectivement, silt et sable) et une estimation prenant également la contribution de la charge de fond (rouge, sédiments grossiers). La différence entre les deux valeurs moyennes représente l'apport en sédiment grossier (vert) et est compris dans les zones d'incertitudes à 1 ou 2 σ (écart-type) de l'estimation limitée à la suspension et à la saltation. Dans ce dernier cas, l'incertitude relative sur l'export calculé est de 45% ; dans le cas où la charge de fond est prise en compte, l'incertitude relative sur l'export est de 83%.*

contribution en sédiments grossiers à la charge de fond transportée. La forte incertitude sur cette valeur ainsi que le faible nombre d'échantillons (12) ne permettent pas d'utiliser ce ratio sans ajouter des incertitudes superflues à nos estimations d'export sédimentaire. En outre, pour la saison de fonte de 2013, la charge de fond ne représente que 10.3% ± 39.3% de l'export total (vert, Fig. 5.7). Par ailleurs, l'analyse du transport de la charge en suspension montre que pour la fraction supérieur à 2 cm, le temps de transport est sensiblement supérieur à l'année (8±2 ans, Chapitre 4). En conséquence, les apports calculés ne prennent pas en compte la charge de fond de taille supérieure au sable ; ils correspondent à la charge en suspension et en saltation portées par les classes granulométriques des silts et des sables, et les incertitudes associées à ces estimations couvrent largement les apports sédimentaires plus grossiers (Fig. 5.7).

5.3.2 Erosion et taux d'érosion par domaine géomorphologique

La méthodologie présentée est appliquée aux données hydro-sédimentaires mesurées dans le bassin versant du glacier des Bossons. L'export sédimentaire pour les deux torrents étudiés est normalisé par la surface drainée S et la masse volumique du matériel sédimentaire ρ afin d'obtenir respectivement l'érosion moyenne pour les domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire, e_{sup}, e_{sub} et e_{pro} :

$$e_{sup} = \frac{M_{sup}}{\rho_{sup} \cdot S_{sup}} \tag{5.9}$$

$$e_{sub} = \frac{M_{sub}}{\rho_{sub} \cdot S_{sub}} \tag{5.10}$$

$$e_{pro} = \frac{M_{pro}}{\rho_{pro} \cdot S_{pro}} \tag{5.11}$$

Les surfaces des bassins versants sous-glaciaires ont été estimées à partir d'un modèle glacio-hydrologique et d'indices géomorphologiques (e.g. moraine médiane, Godon et al., 2013). Les surfaces des versants proglaciaires ont été cartographiées par Godon et al. (2013). L'aire du domaine proglaciaire correspond à l'extension du glacier en 2012 soit au milieu de la période 2009-2015 étudiée. Cette surface prend en compte à la fois la plaine alluviale proglaciaire, les versants proglaciaires morainiques datant du Petit Âge Glaciaire (e.g. Nussbaumer and Zumbühl, 2012), des polis de substratum, des parties récemment désenglacées, d'autres exposées depuis au moins 40 ans, des sections très végétalisées et d'autres à nu. Malgré le recul important du glacier, le choix méthodologique de normalisation des érosions par la surface totale du domaine proglaciaire en 2012 autorise la comparaison des années entre elles. Choisir uniquement la surface de la plaine alluviale ou celle des versants proglaciaires nécessite de faire des hypothèses que nos données ne permettent pas de confirmer ou d'infirmer (e.g les fines ne viennent que du PdE).

L'apport des versants supraglaciaires M_{sup} est à la fois porté par les torrents sous-glaciaires de Crosette et Bossons. L'érosion totale du domaine supraglaciaire est estimée en sommant les contributions des deux torrents :

$$M_{sup}(\text{total}) = M_{sup}(\text{Bossons}) + M_{sup}(\text{Crosette}) \tag{5.12}$$

Les années où les données de Crosette n'ont pas été mesurées, la valeur de M_{sup} est estimée à partir du pourcentage p d'apport supraglaciaire sortant à Bossons par rapport à l'ensemble du supraglaciaire exporté (Chapitre 1, Guillon et al., 2015a).

$$p = \frac{C\,(\text{Bossons})}{C\,(\text{Bossons}) + C\,(\text{Crosette})} \tag{5.13}$$

$$M_{sup}(\text{total}) = \frac{M_{sup}(\text{Bossons})}{p} \tag{5.14}$$

Une partie des produits de l'érosion des versants supraglaciaires est transférée aux moraines frontales du glacier des Bossons. Cet apport n'a pas été quantifié et les valeurs d'apports

supraglaciaires calculées par la méthodologie présentée sont donc des estimations a minima analogues à celles effectuées par Godon et al. (2013) et dans le Chapitre 1 (Guillon et al., 2015a).

Les valeurs d'érosion supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire sont calculées pour chaque année de 2009 à 2015 en utilisant les paramètres apparaissant dans les équations (5.5-5.14). Leur valeurs numériques sont indiquées dans la Table 5.1. La méthodologie permettant d'estimer l'érosion pour les domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire est résumée sur la Fig. 5.6.

La représentativité annuelle des valeurs d'érosion calculées dépend de la durée de saison de fonte enregistrée. La durée de la saison de fonte pour chaque année a été estimée à partir de la chronique hydrologique du torrent des Bossons, plus longue et continue que le lot de données exploitable pour l'estimation des flux sédimentaires. Cette dernière est parfois affectée par l'encrassement des sondes de turbidités, des défauts d'alimentation ou des destructions de matériel inhérentes aux conditions de terrain. La fraction de la saison de fonte enregistrée par les données hydro-sédimentaires par rapport à la saison de fonte observée par la chronique hydrologique est présentée dans la Table 5.2. D'après la chronologique hydrologique disponible de 2009 à 2015, la saison de fonte dure en moyenne 187 ± 22 jours. Cette durée est comparable à celle évaluée pour d'autres systèmes glaciaires dans le massif du Mont-Blanc (e.g. Maizels, 1978). De 2009 à 2011, l'acquisition des données de turbidité a été effectuée par des préleveurs automatiques et l'enregistrement de la saison de fonte n'est que partiel ($\sim$ 36%, Table 5.2, Annexe B.3, Guillon et al., 2015b). Depuis 2012, une acquisition de données hydro-sédimentaires à haute-résolution temporelle est en place à la station Bossons aval et permet d'enregistrer la saison de fonte de manière plus complète ($\sim$ 55%, Table 5.2, Annexe B.3, Guillon et al., 2015b).

Afin de comparer chaque année entre elles, un taux d'érosion moyen journalier est calculé pour chacune d'elle en normalisant chaque estimation par la durée de la chronique hydro-sédimentaire. Les taux d'érosion moyen journalier des domaines sous-glaciaire et supraglaciaire sont calculés à partir de la durée de la saison de fonte enregistrée (Table 5.2). En revanche, celui du domaine proglaciaire est calculé à partir de la durée totale de la chronique enregistrée pour une année (Table 5.2). Les taux d'érosion moyen journalier s'expriment en $\mu m.j^{-1}$ (e.g. Riihimaki, 2005). Afin d'obtenir des résultats appréhendables par rapport aux valeurs habituelles de la littérature, les taux d'érosion moyen journalier sont transformé en érosions, e (mm), respectivement, pour une saison de fonte à la durée standard de 187 jours et pour une année de 365.25 jours. En faisant l'hypothèse que l'érosion sous-glaciaire est négligeable en dehors de la saison de fonte, ces valeurs d'érosion correspondent aux taux d'érosion dans chacun des domaines géomorphologiques considérés.

Parameter	Description	Value	Reference
$\rho_{sup} = \rho_{sub}$	Bedrock density (kg.m^{-3})	2800*	Guillon et al. (2015a)
ρ_{pro}	Alluvia density (kg.m^{-3})	2000*	Godon et al. (2013)
S_{sup}	Supraglacial rockwalls area (km^2)	0.461 ± 0.0231**	Guillon et al. (2015a)
S_{sub}(Bossons)	Area of Bossons subglacial catchment (km^2)	0.38 ± 0.12	Godon et al. (2013)
S_{sub}(Crosette)	Area of Crosette subglacial catchment (km^2)	1.43 ± 0.0715**	Godon et al. (2013)
S_{pro}	Area of Bossons proglacial area (km^2)	0.32 ± 0.016**	
n/a	Sand to silt ratio (-)	0.40 ± 0.14	Godon (2013)
C(Bossons)	Supraglacial to subglacial input ratio of Bossons stream (-)	0.41 ± 0.083	Guillon et al. (2015a)
C(Crosette)	Supraglacial to subglacial input ratio of Crosette stream (-)	0.082 ± 0.027	Guillon et al. (2015a)
p	Supraglacial load proportion exiting at Bossons (-)	0.83 ± 0.25	Guillon et al. (2015a)

All hydro-sedimentary parameters come from Guillon et al. (2015b).

* Following literature standards, uncertainty on this value is considered negligible.

** A conservative 5% uncertainty has been applied to this value.

TABLE *5.1 – Parameter values.*

Station	Year	Melt season duration (days)	Monitoring duration during the melt season (days)	Melt season monitored (%)	Total monitoring* duration (days)	Year monitored (%)
Bossons	2009	n/a	52	28	52	14
	2010	n/a	75	40	75	21
	2011	197	78	40	96	26
	2012	183	93	51	148	41
	2013	157	71	45	109	30
	2014	205	136	66	136	37
	2015	212	117	55	137	38
Crosette	2013	157	74	47	98	27
	2014	171	105	61	191	52

* : this represents the total duration of data used for flux calculation ; the length of the recorded discharge is longer and allows for identification of melt season initiation.

TABLE *5.2 – Melt season and monitoring durations for each year.*

5.4 Résultats

L'application de la méthodologie de répartition des apports (Fig. 5.6) a fourni l'estimation de l'érosion pour les domaines supraglaciaire, sous-glaciaire (Crosette et Bossons) et proglaciaire. Cette méthodologie est basée sur la compréhension du transfert des sédiments supraglaciaires et sous-glaciaires (Chapitre 1) ainsi que sur celle du fonctionnement sédimentaire du domaine proglaciaire (Chapitre 2). Par ailleurs, une approche probabiliste est utilisée pour estimer les apports glaciaires pendant les périodes de précipitations des saisons de fontes de 2009 à 2015 (Chapitre 3). En outre, ces estimations des apports sédimentaires correspondent aux charges en suspension et en saltation, c'est-à-dire des silts et des sables. La fraction grossière (i.e. > 1 cm) possède un temps de transfert dans le domaine proglaciaire largement supérieur à l'année (Chapitre 4).

Les données utilisées pour calculer les flux sédimentaires, les exports et les érosions ont été mises à la disposition de la communauté sur le dépôt de données Pangaea (Annexe B.3, doi : 10.1594/PANGAEA.848151, Guillon et al., 2015b). Les données hydro-sédimentaires sont utilisées pour estimer le débit d'eau, la concentration de matière en suspension (SSC, *Suspended Sediment Concentration*) et la concentration de matière dissoute (TDS, *Total Dissolved Solid*, Fig. 5.8). Les mesures indirectes (i.e. débit, SSC, TDS) sont estimées par calibration sur les mesures indirectes (i.e. hauteur d'eau, turbidité et conductivité, Annexe B.3). De 2009 à 2010, la SSC et la conductivité ont été mesurées manuellement au cours de la saison de fonte avec un pas de temps supérieure à l'heure (Fig. 5.8b-c). Depuis la fin de l'année 2011, une station de mesure Campbell CR-800 mesure la turbidité et la conductivité à la sortie du Plan des Eaux avec une haute résolution temporelle (pas de temps < 15 min). La hauteur d'eau a été mesurée manuellement en 2009, puis par une sonde de pression OTT Orpheus Mini (Fig. 5.8a). En 2013, une station de mesure a été installée sur le torrent de Crosette. Détruite en 2015 par un éboulement, cette station mesurait la hauteur d'eau, la conductivité et la turbidité à haute-résolution temporelle (pas de temps $= 2$ min, Fig. 5.8d-f).

Dans cette section sont présentés successivement : (i) les exports sédimentaires annuels de 2009 à 2015, (ii) leur évolution intra-saisonnière et (iii) les valeurs de taux d'érosion pour les domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire.

5.4.1 Export sédimentaire de 2009 à 2015

L'intégration numérique des flux sédimentaires a été effectuée pour les années de 2009 à 2015 pour le torrent des Bossons et, pour 2013 et 2014 pour le torrent de Crosette. La Table 5.3 présente les valeurs de l'export sédimentaire estimées aux stations Bossons aval (BUS) et Crosette (CRO). Les exports sédimentaires ont été séparés en fonction de la saison de fonte et, pendant cette dernière, selon les conditions météorologiques. Cette discrimination entre périodes sèches et de pluie est identique à celle réalisée dans le Chapitre 2. Les incertitudes sur les valeurs d'export ont été estimées par une propagation complète des incertitudes depuis les mesures de calibrations initiales jusqu'aux résultats d'intégrations (Annexe C.2).

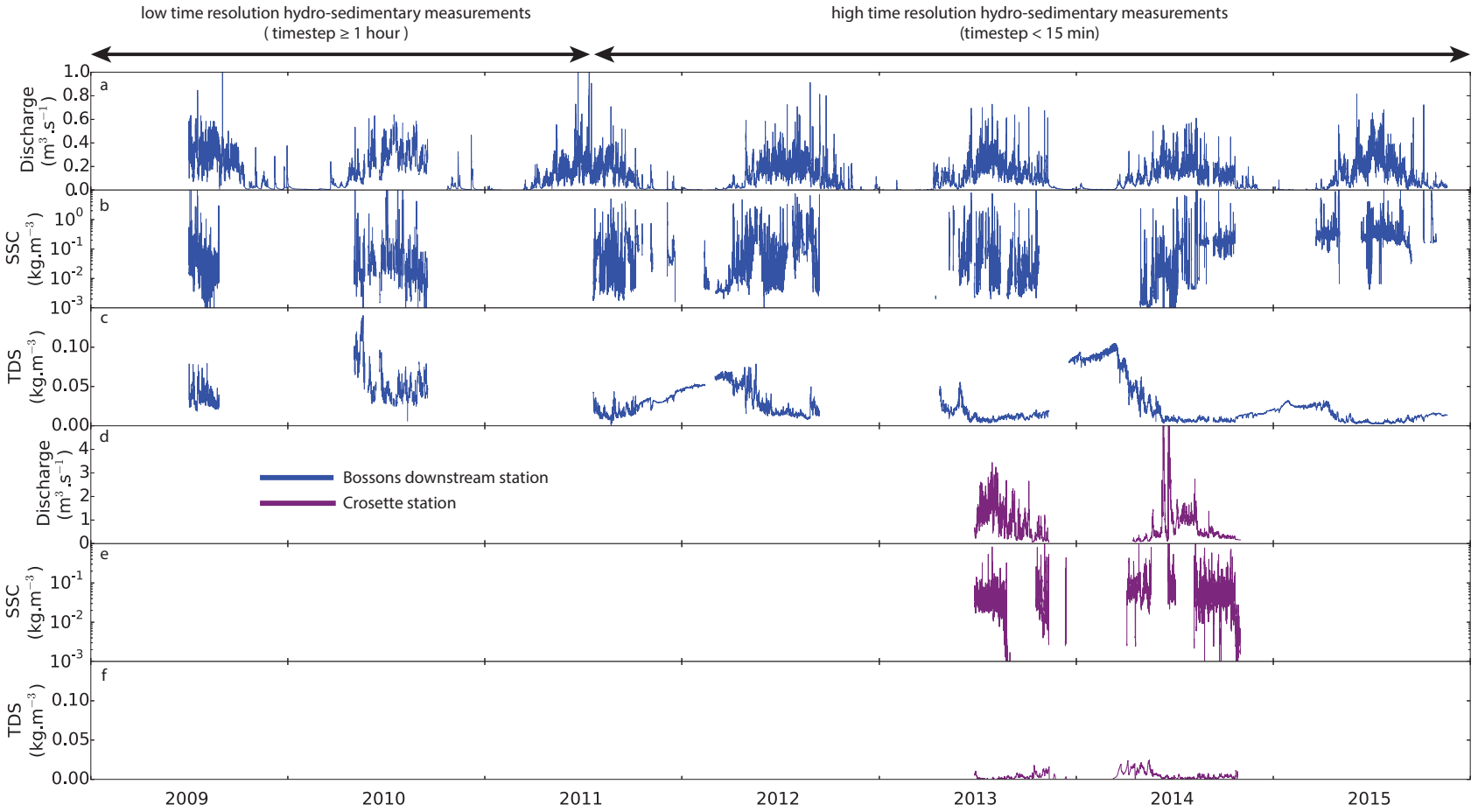


FIGURE *5.8 – Hydro-sedimentary data measured at the Bossons downstream station (a-c, blue) and at the Crosette station (d-f, violet). a,d) Water discharge ; b,e) Suspended Sediment Concentration (SSC) ; c,f) Total Dissolved Solids (TDS). Periods of low and high time resolution are reported.*

		Before melt meason	Melt season			After melt season
			During precipitations	During dry periods	Total	
Stream	Year	(10^3 kg)	(10^3 kg)	(10^3 kg)	(10^3 kg)	(10^3 kg)
Bossons	2009	n/a	71.6 ± 11.4	111.6 ± 17.75	183.2 ± 29.15	n/a
	2010	n/a	536.5 ± 83.45	162.1 ± 25.08	698.7 ± 108.5	n/a
	2011	n/a	15.9 ± 2.47	56.2 ± 16.2	72.0 ± 18.6	5.3 ± 0.87
	2012	4.93 ± 1.67	32.9 ± 4.93	270.24 ± 45.23	303.1 ± 50.16	n/a
	2013	n/a	63.6 ± 9.4	87.54 ± 20.21	151.18 ± 29.63	10.0 ± 5.04
	2014	n/a	80.1 ± 12.2	149.8 ± 31.34	230.8 ± 43.52	n/a
	2015	18.0 ± 1.88	184.2 ± 25.45	604.2 ± 85.02	788.4 ± 110.5	n/a
Crosette	2013	n/a	n/a	n/a	305.1 ± 113.9	n/a
	2014	n/a	n/a	n/a	406.8 ± 107.3	n/a

TABLE *5.3 – Integration of suspended sediment flux (silts only) at Bossons downstream and Crosette stations. "n/a" stands for not available.*

Les valeurs d'exports sédimentaires montrent d'importantes variations inter-annuelles (Table 5.3). Ces dernières sont partiellement liées aux différentes durées de l'enregistrement du flux sédimentaire (Table 5.2, Fig. 5.8). Ainsi, avant la mise en place d'un monitoring haute-résolution continu en 2011, la fin de la saison de fonte n'est pas enregistrée (Table 5.2, Table 5.3). Par ailleurs, en terme de flux sédimentaire, le début de la saison de fonte est rarement observé à cause de l'encrassement des sondes mesurant la turbidité au cours des écoulements hivernaux de basse énergie. Pour le torrent des Bossons, la charge moyenne de sédiments exportés pendant les saisons des années de monitoring haute-fréquence complet (2012-2014) vaut 228 ± 41 10^3 kg. En comparaison, la valeur moyenne pour le torrent de Crosette vaut 358 ± 111 10^3 kg. Ainsi, en moyenne, la majorité de l'export du bassin versant pendant la saison de fonte a lieu dans le bassin versant du torrent de Crosette.

La Fig. 5.9 présente pour le torrent des Bossons et les années de 2009 à 2015, les exports cumulés pendant les périodes sèches et pendant les précipitations. La chute de sérac du 26 juin 2015 apparaît immédiatement comme un événement majeur entraînant l'export sédimentaire maximal sur la période enregistrée, 788.4 ± 110.5 10^3 kg (Fig. 5.9a, Table 5.3). Les années 2009, 2010, 2012 et 2013 sont marquées par des pics d'export lors des périodes sèches (Fig. 5.9b) et correspondant donc à des apports glaciaires (Chapitre 2). Par ailleurs, en 2010 et en 2012, des exports importants sont observés en fin de saison au cours de périodes sèches (Fig. 5.9b). De plus, l'export lors des précipitations est moins important que celui lors des périodes sèches (Table 5.3). Les épisodes les plus intenses lors des périodes de pluie sont toutefois liés à des orages bien identifiés dans la chronique hydrologique et les données météorologiques (Fig. 5.9).

En 2010, les exports lors des pluies sont particulièrement intenses (Fig. 5.9c). Ils apparaissent incohérents en comparaison avec d'autres événements hautement morphogènes observés sur le terrain (e.g. orage du 28 juillet 2013, Fig. 2.3). Ces exports intenses lors des orages de l'année 2010 ne sont pas spécifiquement liés à une faible fréquence d'échantillonnage (i.e. deux à trois heures). Ainsi, une dégradation du signal de l'année 2013 d'un pas de temps de 2 min à 3 heures n'impacte pas significativement les valeurs d'exports calculées. Les valeurs extrêmes de l'année 2010 sont en fait associées à des mesures très importantes de concentration en matière

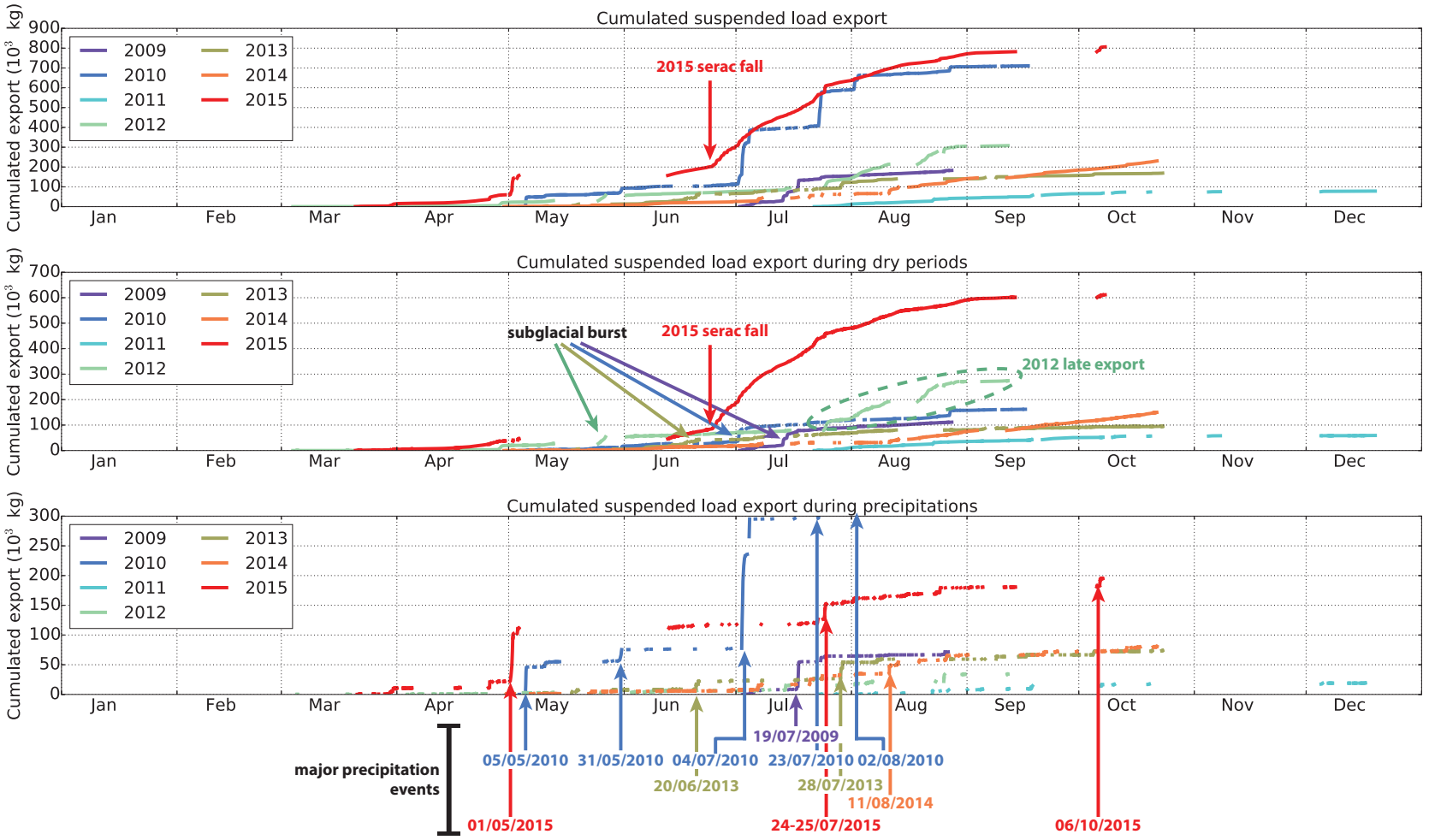


FIGURE 5.9 – *Cumulated export of suspended load for Bossons stream between 2009 and 2015. a) Cumulated export regardless of meteorological conditions ; b) Cumulated export during dry periods. Notice that most of the export occurs during dry periods. The 2015 serac fall event is reported as well as major increases linked to subglacial events in 2009, 2012 and 2013. ; c) Cumulated export during precipitations. Major rain events associated with intense export are identified.*

en suspension. Lors des orages de la saison de fonte, ces dernières prennent des valeurs entre 15 et 30 g.L^{-1}, soit trois fois plus que les maxima mesurés de 2011 à 2015, de l'ordre de 5-10 g.L^{-1} (Fig. 5.8). Ces points extrêmes du signal en 2010 mettent en doute la qualité des mesures de matière en suspension lors des précipitations de cette année. Par ailleurs, la faible fréquence d'acquisition des données de l'année 2010 empêche une identification correcte des événements pluvieux et 3 orages ont été manuellement ajoutés aux périodes de pluie détectées automatiquement.

5.4.2 Distribution de l'export au cours de la saison de fonte

L'export sédimentaire du torrent des Bossons montre une variabilité inter-annuelle. Pour investiguer les contrôles de cette dernière, les fluctuations intra-saisonnières sont analysées. Les exports lors des précipitations n'apparaissent pas déterminant (Fig. 5.9) ; aussi, dans ce qui suit, l'export est limité aux périodes sèches et donc à un apport majoritairement glaciaire (Eq. (5.4), Chapitre 2).

Pour chaque saison de fonte de 2009 à 2015, l'export est évalué par semaine et mis en relation avec le volume d'eau de fonte écoulé, le cumul des précipitations et la température cumulée de l'air. Cette dernière est mesurée à Chamonix Le Bouchet par Météo France et fournit une estimation au premier ordre de la quantité d'énergie reçue par le glacier.

Pour le torrent des Bossons et pour l'ensemble des années, la Fig. 5.10 présentent les variations des volumes d'eau, températures et exports cumulés sur une semaine. Les températures et les volumes d'eau ainsi que les volumes d'eau et l'export sédimentaire sont significativement corrélés (Fig. 5.11). Ainsi, pour le torrent des Bossons et pour l'ensemble des années, les variations du volume d'eau de fonte écoulé par semaine suivent les variations de l'insolation (Fig. 5.11a, Fig. 5.10, courbes bleue et rouge). De même, la loi puissance reliant débit de fonte et export est statistiquement significative (Fig. 5.11b). Cependant, pour les débits les plus fréquents de la saison de fonte, les données d'exports sédimentaires se dispersent sur trois ordres de grandeur (Fig. 5.11b).

La distribution de l'export au cours des différentes saisons de fonte montre des caractéristiques communes mais également une variabilité importante. Les années pour lesquelles le début de la saison de fonte a été enregistrée montrent toutes à l'exception de 2014, des bouffées d'export sédimentaire sur une ou deux semaines (Fig. 5.10). Un test utilisant des périodes de pluie manuellement sélectionnées a été effectué et indique que l'occurrence de ces pics d'export n'est pas influencée par la méthode automatique de sélection des périodes de précipitations. En fonction de l'année, ces pics d'export en début de saison ont lieu à différentes périodes : à la fin du mois de mai en 2012, à la mi-juin en 2013, au début du mois de juillet en 2010 ou à la mi-juillet en 2009. En outre, lors des années 2009, 2010 et 2013, certains de ces pics d'exports glaciaires précèdent des exports intenses liés aux précipitations (Fig. 5.10, Fig. 5.9). Cette proximité entre pic d'export par beau temps et pic d'export lors d'un orage n'est toutefois pas vérifiée en 2012 (Fig. 5.10, Fig. 5.9) Par ailleurs, des bouffées sédimentaires tardives par rapport à la saison de fonte sont observées à la fin-juillet en 2010 et de mi-juillet à fin août en 2012 (Fig. 5.10, courbe noire).

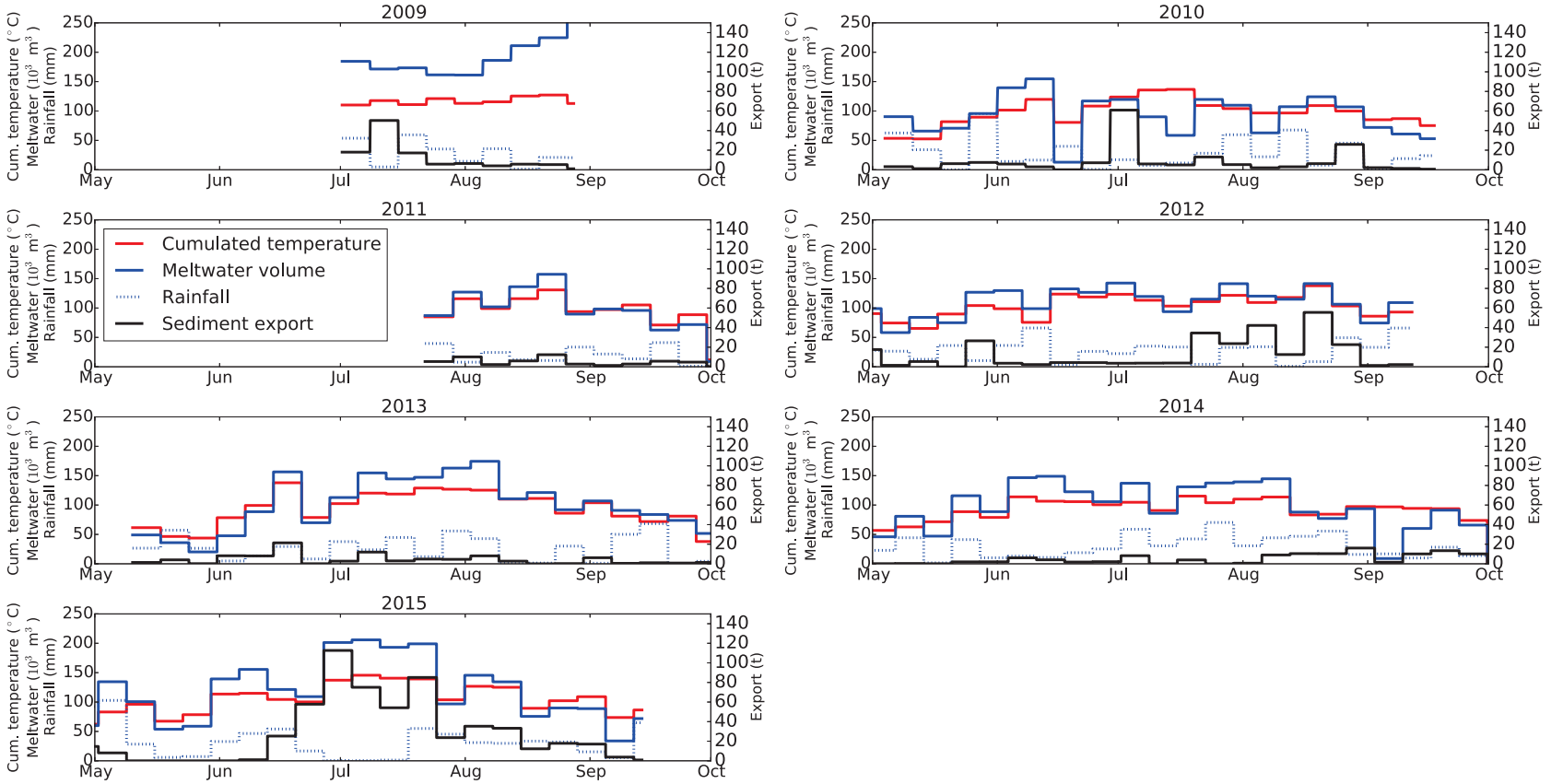


FIGURE *5.10 – Distribution de l'export du torrent des Bossons au cours des saisons de fonte de 2009 à 2015. L'export (noir) des périodes sèches est séparé par semaine. Le volume d'eau de fonte (bleu) et la température cumulée (rouge, proxy pour l'insolation) sont également représentés.*

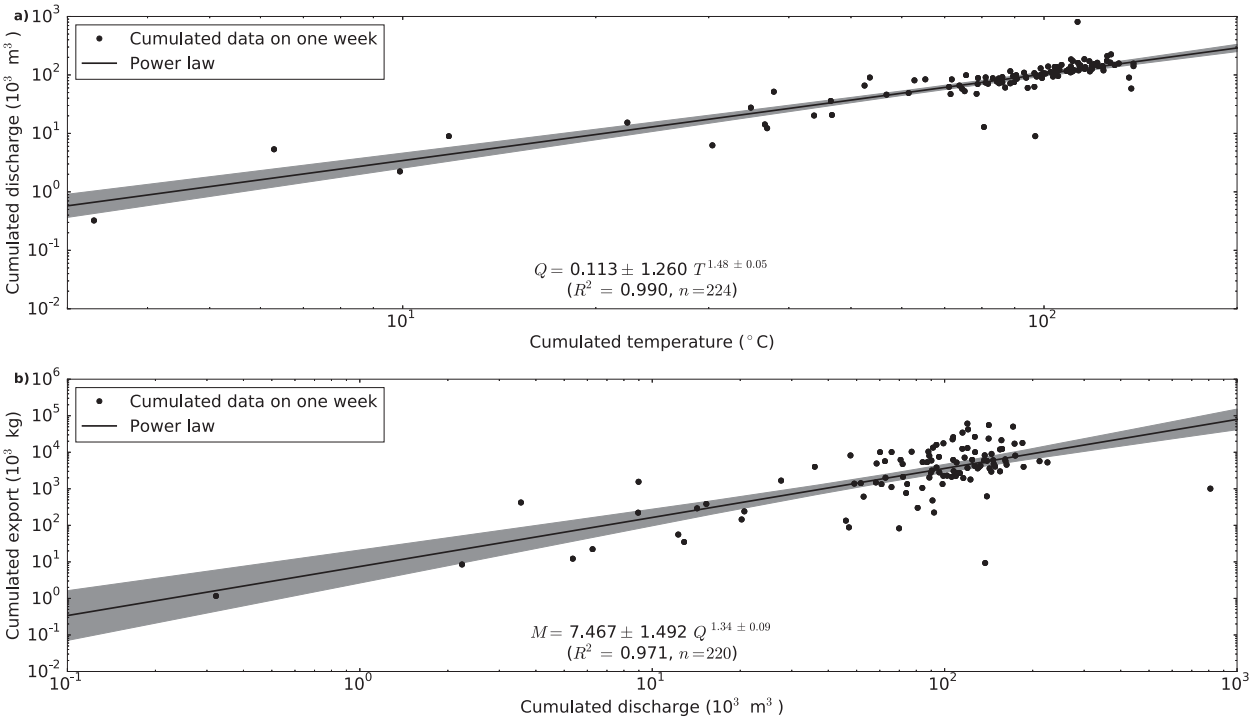


FIGURE *5.11 – Relation entre température, volume d'eau écoulé et export sédimentaire. a) Relation entre température, T, et volume d'eau de fonte, Q, cumulés sur une semaine ; b) relation entre volume d'eau de fonte écoulé, Q,et export sédimentaire cumulé sur une semaine, M. a-b) La zone grisée représente les limites de l'intervalle de confiance à 99%. Les lois puissances sont statistiquement significatives. Toutefois la relation entre débit de fonte et export sédimentaire (b) montre une dispersion sur trois ordres de grandeur pour les débits hebdomadaires cumulés de la saison de fonte.*

Les exports élevés, observés en début ou en fin de saison, ne sont pas corrélés avec l'observation sur le terrain d'événements extrêmes (i.e. avalanche, séracs, glissement). D'importantes avalanches ont toutefois été observées en 2010, 2013 et 2014. Ces trois années montrent cependant des réponses sédimentaires en début de saison différentes. En 2010, le pic d'export est très marqué ; en 2013, ce dernier est présent mais moins élevé et l'année 2014 ne présente pas de bouffée d'export sédimentaire (Fig. 5.10). Certains pics d'exports en début de saison de fonte correspondent à des augmentations rapides de l'insolation et de la fonte : début 2012 et 2013 (Fig. 5.10). Toutefois, ceci n'est pas vérifié en 2009 et en 2014 (Fig. 5.10). De plus, les exports plus tardifs de 2010 et 2012 ne sont pas directement liés à des augmentations de la température et/ou de la fonte (Fig. 5.10).

Par rapport à la masse moyenne de sédiment exportée lors des périodes sèches des années 2009 à 2014, 125 ± 24 10^3 kg, l'année 2012 présente un export ∼3 fois supérieur, 369 ± 58 10^3 kg (Fig. 5.10). Ce dernier est lié à l'intensité du flux sédimentaire à la fin de la saison de fonte de 2012 (Fig. 5.10). Cet export tardif est graduel et n'est pas corrélé à une élévation des températures de l'air ou du volume d'eau de fonte écoulé. Ainsi, les températures cumulées

et volumes d'eau de fonte écoulé en août 2012, respectivement 100-140 °C et 100-140 10^3 m^3, sont comparables à ceux mesurés en juillet 2012 ainsi qu'en 2011 et 2014 : respectivement 100-150 °C et 100-150 10^3 m^3, et 100-120 °C et 100-150 10^3 m^3. Pour ces deux années, l'export reste faible en fin de saison (Fig. 5.10). En 2009 et 2013, les mêmes observables sont égales ou supérieures à celles de l'année 2012 : ∼120°C et 160-220 10^3 m^3 en 2009 et 100-125°C et 150-175 10^3 m^3 en 2013. Ces deux années ne présentent toutefois pas de bouffées sédimentaires tardives (Fig. 5.10). Par ailleurs, l'année 2010 présente également un export intense en fin de saison alors que les températures cumulées et les volumes d'eau de fonte sont plus faibles que les autres années, 100-110 °C et 100-110 10^3 m^3. L'export tardif de 2010 reste cependant moins important que celui de l'année 2012.

L'export sédimentaire de l'année 2015 se place à part par rapport à celui des autres années. Pour cette année, l'initiation de la fonte et de l'export au cours du mois de juin précède une importante chute de sérac, ayant eu lieu dans la nuit du 26 juin 2015. Cette dernière conditionne l'export élevé du mois de juillet 2015. Elle s'accompagne d'un volume d'eau écoulé important, ∼200 10^3 m^3, lié à une température élevée et à la fonte de la glace résiduelle du sérac. En comparaison avec les années 2012 ou 2013, la réponse sédimentaire à cet événement extrême souligne l'origine sous-glaciaire des pics d'exports observés en début de saison de fonte (Fig. 5.10).

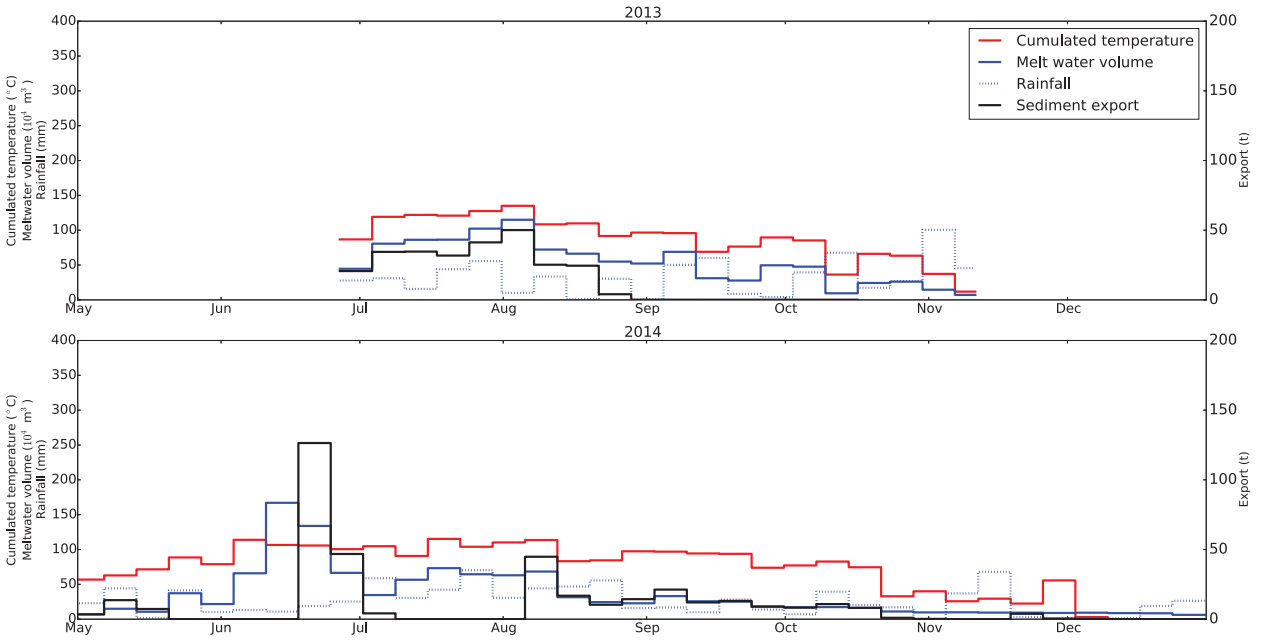


FIGURE *5.12 – Distribution de l'export du torrent de Crosette au cours des saisons de fonte de 2013 à 2014. L'export (noir) des périodes sèches est séparé par semaine pour chaque année. Le volume d'eau de fonte (bleu) et la température cumulée (rouge, proxy pour l'insolation) sont également représentés (cumul sur une semaine).*

Les données d'export par semaine des saisons de 2013 et 2014 pour le torrent de Crosette sont présentées sur la Fig. 5.12. La même correspondance entre insolation et volume d'eau de

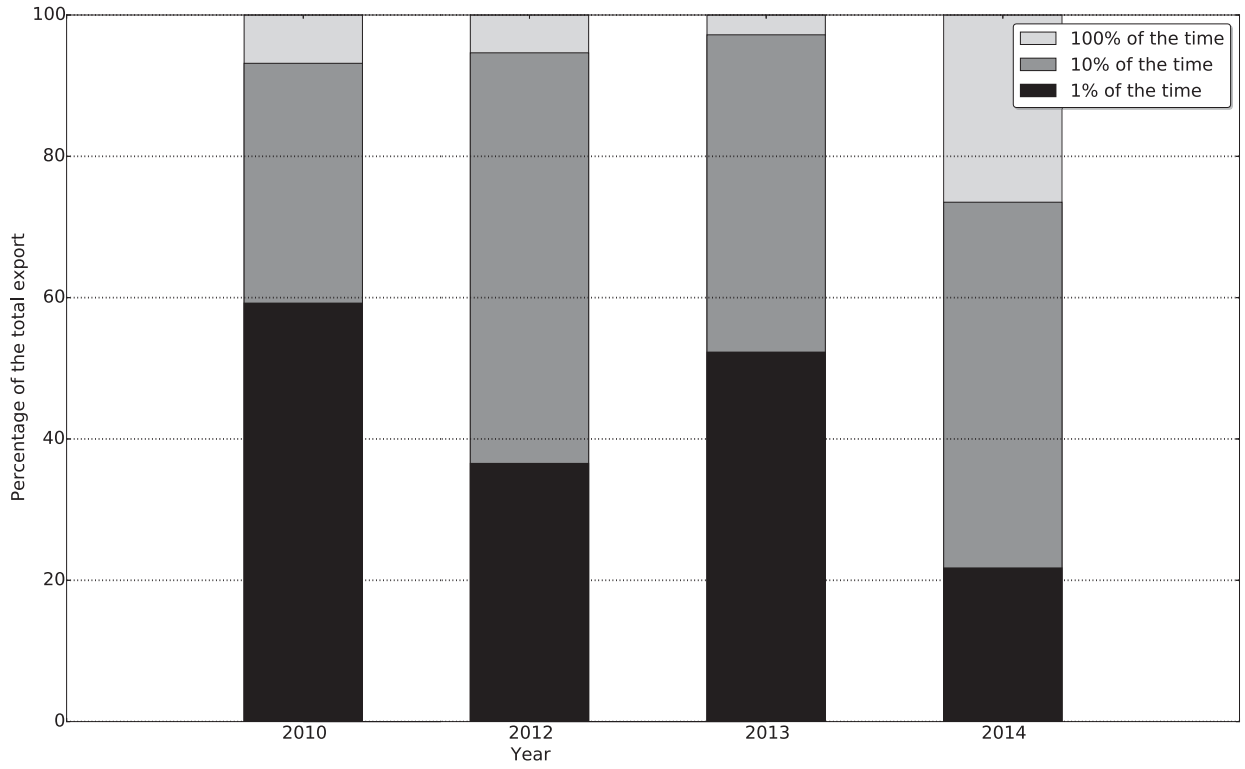


FIGURE *5.13 – Proportion de l'export annuel du torrent des Bossons réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. Pour chaque année, le diagramme représente le pourcentage de l'export annuel total effectué en 1% (noir), 10% (gris foncé) et 100% (gris clair) du temps.*

fonte que sur le torrent des Bossons est observée. En 2013, l'export est réparti au cours de la saison de fonte. En 2014, un important pic d'export est mesuré fin juin en relation avec le début de la saison de fonte. Cet export n'est cependant pas observé sur le torrent des Bossons. Une seconde période d'export survient en 2014, de la fin du mois d'août et jusqu'à fin octobre.

Pour le torrent des Bossons, les disparités inter-annuelles observées se retrouvent synthétiquement dans la Figure 5.13. Cette dernière est construite en faisant correspondre l'export croissant cumulé avec la période temporelle correspondante et présente les proportions de l'export annuel réalisées en 1, 10 et 100% d'une année. Ce calcul a été effectué pour les années 2010, 2012, 2013 et 2014 dont le début et le milieu de la saison de fonte ont été enregistrés. L'année 2013 présente un pic d'export relativement marqué en début de saison puis un export limité. En conséquence, 52% et ∼97% de la charge sédimentaire glaciaire sont respectivement évacués en 1% et 10% du temps. En comparaison, pour l'année 2014 qui ne présente pas de pic d'export, 22% et 74% de l'export sont réalisés en 1% et 10% de l'année. L'année 2010 présente un pic d'export important en début de saison et un export tardif de faible intensité. 60% et ∼93% de la masse de sédiment issu du glacier sont alors exportés en 1 et 10% du temps. En 2012, un pic d'export de début de saison a été observé, mais également un export important en fin de saison. Aussi, la portion de l'export réalisée en 1% de l'année 2012, 37%, est proche de celle d'une année sans phénomène d'export glaciaire en début de saison. Cependant les

sédiments glaciaires transferés à l'exutoire en 10% du temps représentent 95% de l'export annuel ; une valeur comparable à celles des années 2010 et 2013.

D'une manière similaire, la Figure 5.14 traduit les fluctuations de l'export sédimentaire glaciaire mesuré sur le torrent de Crosette. En 2014, un pic d'export est mesuré en début de saison et les proportions de la masse de sédiment exportées en 1% et 10% du temps valent respectivement 38% et 83%. En 2013, l'export est plus graduel, mais significativement plus élevé en début qu'en fin de saison : 24% et 90% de l'évacuation des sédiments glaciaires est alors réalisée en 1% et 10% du temps.

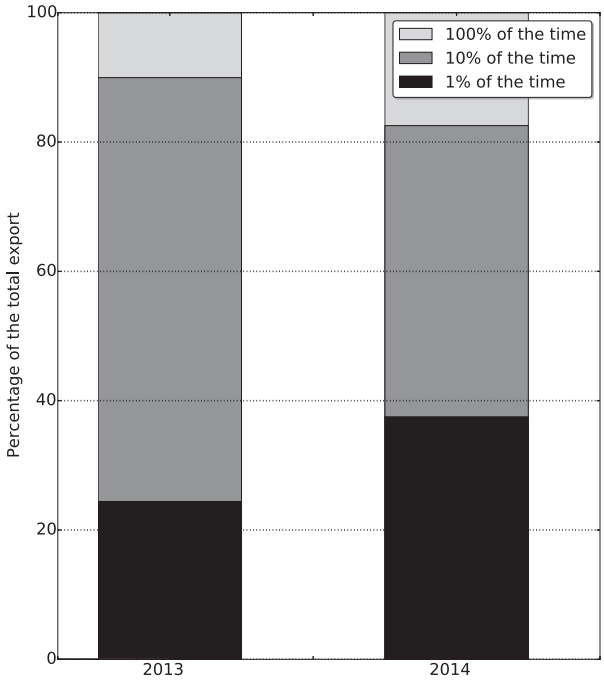


FIGURE *5.14 – Proportion de l'export annuel du torrent de Crosette réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. Pour chaque année, le diagramme représente le pourcentage de l'export annuel total effectué en 1% (noir), 10% (gris foncé) et 100% (gris clair) du temps.*

Au total, pour les deux torrents proglaciaires instrumentés, la majorité de l'export glaciaire a lieu au cours d'une période de temps limitée. Pour le torrent des Bossons, lorsqu'aucun phénomène extrême n'a lieu, les trois-quarts de l'export sont réalisés en un mois (e.g. 2014). Cependant, dans le cas de pics d'apport de sédiments glaciaires, plus de la moitié de l'export s'effectue en un semaine et plus de 90% de la charge sédimentaire annuelle est exportée en un mois (e.g. 2010, 2013). Par ailleurs, dans le cas d'un export moyen plus important, comme sur le torrent de Crosette, ou d'une période d'export ayant lieu en fin de saison de fonte (e.g. 2012), l'export est plus distribué : 30% et ∼85% de la masse de sédiment sont respectivement évacués en moins d'une semaine et en un mois.

5.4.3 Estimation de l'érosion par domaine géomorphologique

Dans cette section, la méthodologie de répartition des flux présentée dans ce Chapitre est mise en oeuvre. Cette méthodologie s'appuie sur les résultats des chapitres précédents de cette thèse. Ainsi, les flux sédimentaires mesurés sur les torrents de Crosette et Bossons ont été intégrés par année et sur leur période d'observation respective (Table 5.3). L'estimation probabiliste de l'apport amont durant les précipitations de la saison de fonte (Chapitre 3) permet de séparer l'export entre une composante glaciaire, M_{gla} (Eq. 5.5), et une composante proglaciaire, M_{pro} (Eq. 5.6). Les masses résultant de l'application de cette séparation sont indiquées dans la Table 5.4. Leurs variations ont été discutées dans le Chapitre 3. Par ailleurs, les résultats du Chapitre 1 (Guillon et al., 2015a) permettent de séparer les contributions supra-glaciaire, M_{sup} (Eq. 5.7), et sous-glaciaire, M_{sub} (Eq. 5.8) ; ces deux termes correspondent respectivement à l'érosion des parois rocheuses dominant le glacier et à celle du substratum situé sous ce dernier.

Year	Upstream input during meltseason precipitations (10^3 kg)	Total input from upstream sources (glacial input) (10^3 kg)	Total input from valley sandur (10^3 kg)
2009	20.9 ± 73.6	132.5 ± 91.31	50.71 ± 84.96
2010	114.0 ± 50.77	276.1 ± 75.84	422.5 ± 134.2
2011	7.92 ± 3.03	64.1 ± 19.2	13.3 ± 6.37
2012	22.0 ± 6.26	292.2 ± 51.49	15.8 ± 12.86
2013	46.52 ± 9.65	134.1 ± 29.86	27.16 ± 24.1
2014	51.9 ± 6.61	201.7 ± 37.95	29.10 ± 18.8
2015	118.5 ± 11.95	722.7 ± 96.97	83.7 ± 15.4
2015*	n/a	290.8 ± 191.2	449.9 ± 290.0

TABLE *5.4 – Input during melt season precipitation, total PdE input from upstream sources and total PdE export in terms of suspended sediment (silts). * : corrected value (see text)*

En 2015, la dynamique sédimentaire dans le bassin versant du torrent des Bossons a été modifiée par une chute de sérac. Cet événement extrême est un cas limite et la méthodologie de répartition des masses de sédiments entre les différentes sources ne peut être appliquée directement (Fig. 5.6). En particulier, l'égalité entre masse sortant lors des périodes sèches de la saison de fonte, $M_{out}(\tau, R = 0)$, et contribution du glacier, $M_{gla}(\tau, R = 0)$, n'est pas respectée (Chapitre 2, Eq. 5.4). Aussi, afin d'estimer l'érosion du domaine proglaciaire en 2015, les valeurs pour cette année ont été corrigées de la manière suivante. La moyenne des contributions journalières moyennes provenant du glacier (i.e. sources amont) est estimée pour les années "normales" ne présentant pas d'export tardif (2009, 2011, 2013 et 2014, Fig. 5.10). Cette valeur moyenne journalière est utilisée pour estimer l'export glaciaire pour la durée de la saison de fonte 2015, $M_{gla}(\tau, R \geq 0)$ (Table 5.2). La différence entre cette contribution glaciaire, évaluée à 290.8 ± 191.2 10^3 kg, et l'apport amont estimé en appliquant la méthodologie de répartition par sources (722.7 ± 96.97 10^3 kg, Table 5.4) vaut 431.9 ± 288.2 10^3 kg. Cette

		Erosion during monitoring duration			Erosion rate		
		Supraglacial	Subglacial	Proglacial	Supraglacial	Subglacial	Proglacial
Stream	Year	(mm)	(mm)	(mm)	(mm.yr^{-1})	(mm.yr^{-1})	(mm.yr^{-1})
Bosssons	2009	0.13 ± 0.11	0.18 ± 0.16	0.20 ± 0.34	0.45 ± 0.39	0.66 ± 0.56	1.39 ± 2.38*
	2010	0.26 ± 0.15	0.38 ± 0.22	1.65 ± 0.78	0.66 ± 0.38	0.95 ± 0.54	8.03 ± 3.82*
	2011	0.06 ± 0.04	0.09 ± 0.05	0.05 ± 0.03	0.15 ± 0.09	0.21 ± 0.12*	0.20 ± 0.12
	2012	0.28 ± 0.15	0.41 ± 0.21	0.06 ± 0.05	0.56 ± 0.30	0.81 ± 0.43	0.15 ± 0.14
	2013	0.52 ± 0.19	0.19 ± 0.10	0.11 ± 0.10	1.38 ± 0.50	0.49 ± 0.26	0.36 ± 0.34
	2014	0.75 ± 0.27	0.28 ± 0.15	0.11 ± 0.08	1.03 ± 0.37	0.38 ± 0.20	0.31 ± 0.22
	2015	n/a	n/a	1.76 ± 1.29	n/a	n/a	4.68 ± 3.44*
	Mean	0.33 ± 0.15	0.25 ± 0.15	0.40 ± 0.21	0.76 ± 0.34**	0.63 ± 0.37**	0.25 ± 0.20**
Crosette	2013	n/a	0.18 ± 0.11	n/a	n/a	0.39 ± 0.24	n/a
	2014	n/a	0.23 ± 0.13	n/a	n/a	0.36 ± 0.20	n/a
	Mean	n/a	0.20 ± 0.12	n/a	n/a	0.38 ± 0.22**	n/a

* : this value has been excluded from the mean estimate.

** : weighted mean with percentage of meltseason monitored as weights.

TABLE *5.5 – Erosion and average erosion rate by year and by domain.*

masse est une estimation de l'apport supplémentaire du domaine proglaciaire pendant la saison de fonte, $M_{pro}(\tau, R \geq 0)$. Sa valeur élevée est majoritairement liée à la chute de sérac du 26 juin 2015 (Fig. 5.9). Pour obtenir l'apport proglaciaire en 2015, la contribution estimée pour la saison de fonte est ajoutée à la contribution proglaciaire en dehors de la saison de fonte, $M_{out}(\neg\tau, R \geq 0)$, (18.02 ± 1.88 10^3 kg, Table 5.3). Ce résultat, 449.9 ± 290.1 10^3 kg (Table 5.4), est utilisé par la suite de la même manière que ceux des autres années pour calculer le taux d'érosion du domaine proglaciaire (Table 5.5).

Les érosions des trois domaines géomorphologiques montrent une forte variabilité inter-annuelle (Table 5.5, Fig. 5.15). De la même manière que pour les exports (Table 5.3), ces fluctuations sont partiellement dues à la durée de la chronique sédimentaire mesurée (Table 5.2). Afin de permettre une comparaison entre l'efficacité des processus d'érosion dans chacun des domaines, les érosions ont été normalisées par la durée de l'observation et ré-évaluées à l'échelle d'une saison de fonte de 187 jours ou d'une année. Par ailleurs, les valeurs moyennes présentées ci-après correspondent à des moyennes pondérées par la durée de la chronique sédimentaire enregistrée chaque année. Dans ce qui suit, les variations de l'efficacité de l'érosion, c'est-à-dire les taux d'érosion, sont présentés pour le domaine supraglaciaire du glacier des Bossons, pour les domaines sous-glaciaires des torrents des Bossons et de Crosette et pour le domaine proglaciaire du torrent des Bossons.

La valeur moyenne du taux d'érosion du domaine supraglaciaire du glacier des Bossons est 0.76 ± 0.34 mm.an^{-1} (Table 5.5, Fig. 5.15). Toutefois, de 2009 à 2012, les taux d'érosion du domaine sous-glaciaire du torrent des Bossons et des parois supraglaciaire sont liés par un calcul de proportion (Eq. 5.13-5.14) ; la valeur moyenne est alors 0.46 ± 0.28 mm.an^{-1}. En 2013

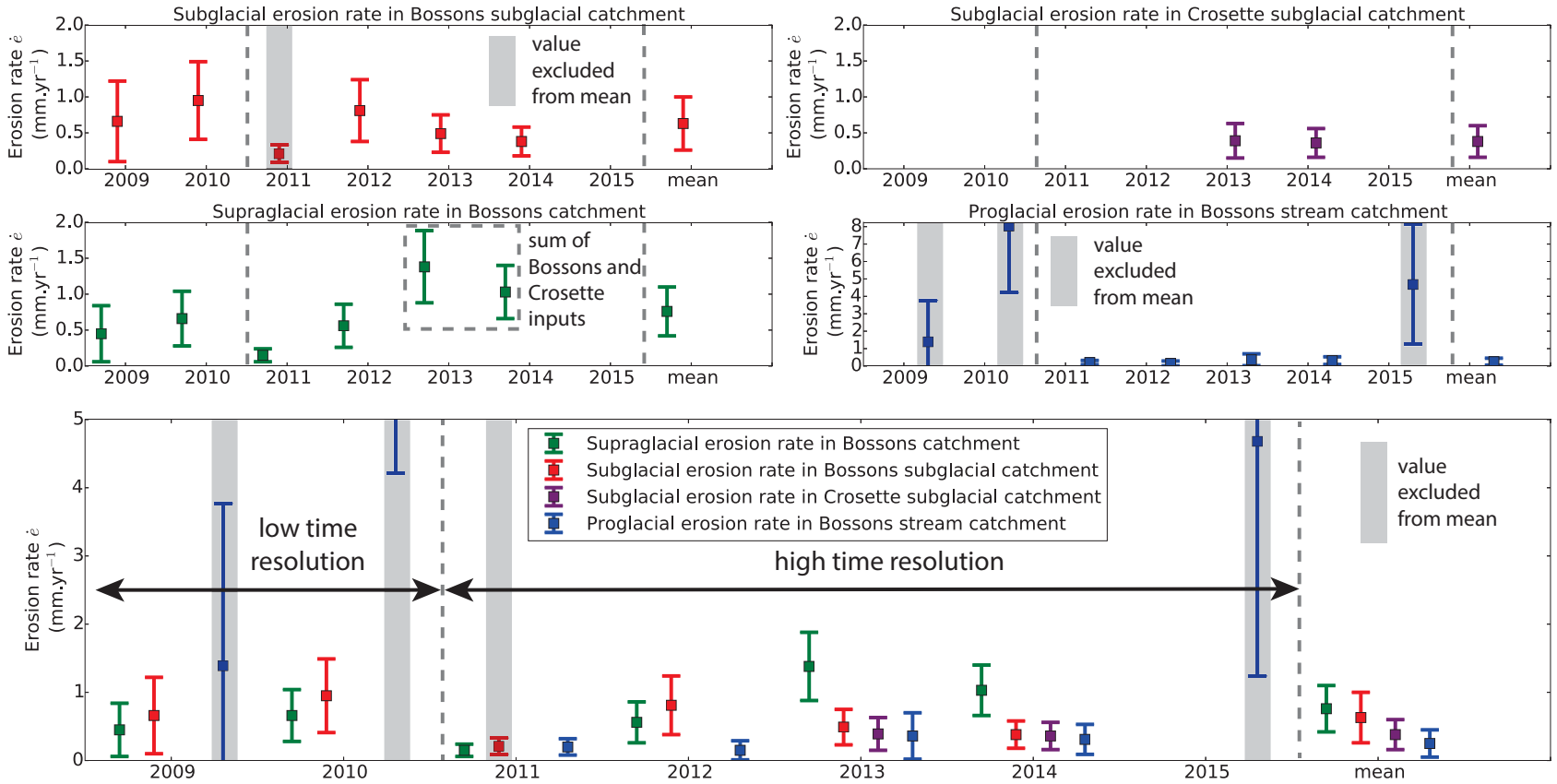


FIGURE *5.15 – Erosion rates estimated during a standard melt season lasting 187 days for the supraglacial (green), subglacial (red) and proglacial (blue) domains of the Bossons glacier from 2009 to 2015. Subglacial erosion rate for Crosette (violet) is displayed when data are available. Mean for each geomorphologic domain are displayed at the right. The 2009 and 2010 proglacial values have been excluded from the mean due to high uncertainties and extreme values during rain events, respectively. The 2011 subglacial erosion rate does not fully represent the subglacial erosion as it only corresponds to the late melt season. The 2015 supra and subglacial values have been estimated from 2009, 2011, 2013 and 2014 values and are not taken into account into the mean calculation (see text).*

et 2014, l'apport du domaine supraglaciaire a été estimé en prenant en compte les résultats des deux torrents sous-glaciaires instrumentés (5.12) et la valeur moyenne est significativement plus élevée, 1.17 ± 0.42 mm.an^{-1}. La valeur moyenne du taux d'érosion supraglaciaire pendant la durée du monitoring haute-résolution est de 0.82 ± 0.33 mm.an^{-1}.

Le taux moyen d'érosion sous-glaciaire de la partie du glacier drainée par le torrent des Bossons est de 0.63 ± 0.37 mm.an^{-1} (Table 5.5, Fig. 5.15). L'efficacité de l'érosion sous-glaciaire dans le bassin versant du torrent des Bossons est inférieure, mais du même ordre de grandeur que celle des parois supraglaciaires. La valeur moyenne du taux d'érosion cache cependant la variabilité inter-annuelle observée précédemment. Ainsi, les années 2010 et 2012 ont des taux d'érosion élevés liés aux exports tardifs commentés précédemment, respectivement 0.95 ± 0.54 et 0.81 ± 0.43 mm.an^{-1} (Fig. 5.10). Les années 2009 et 2011 ont un enregistrement limité (Table 5.2) et leurs valeurs doivent être critiquées. En 2009, seul le milieu de la saison de fonte, juillet et aout, a été enregistré (e.g. Fig. 5.10) et ne prend pas en compte la fin de saison à l'export généralement moins intense. Au contraire, en 2011, l'enregistrement du flux sédimentaire a commencé tardivement dans la saison de fonte (e.g. Fig. 5.10) et implique que la dynamique sous-glaciaire significative en début et milieu de saison n'a pas été enregistrée. Les taux moyens d'érosion correspondant à l'acquisition haute-résolution de 2012 à 2014 (i.e. saisons complètes) sont respectivement 0.55 ± 0.29 mm.an^{-1}. La valeur moyenne des taux d'érosion du domaine sous-glaciaire du torrent des Bossons lors des années ne présentant pas d'export tardif (i.e. sans 2010 et 2012) et ayant un enregistrement satisfaisant de la dynamique de la saison de fonte (i.e. sans 2011) est de 0.47 ± 0.29 mm.an^{-1}.

Le taux d'érosion dans le bassin-versant sous-glaciaire du torrent de Crosette a respectivement été évaluée en 2013 et 2014 à 0.39 ± 0.24 et 0.36 ± 0.20 mm.an^{-1} (Table 5.5, Fig. 5.15). La valeur moyenne au cours de ces deux années est de 0.38 ± 0.22 mm.an^{-1}. Cette valeur est du même ordre de grandeur que la valeur de l'érosion sous-glaciaire du torrent des Bossons. Elle est toutefois inférieure en considérant des années sans export tardif (0.47 ± 0.29 mm.an^{-1}) ou les autres estimations moyennes (e.g. 0.63 ± 0.37 mm.an^{-1}). Lors des années d'acquisition commune, les taux d'érosion sont plus élevés aux Bossons qu'à Crosette, 0.49 ± 0.26 et 0.39 ± 0.24 mm.an^{-1} en 2013, et 0.38 ± 0.20 et 0.36 ± 0.20 mm.an^{-1} en 2014. L'érosion sous-glaciaire dans le bassin versant de Crosette apparaît donc du même ordre de grandeur mais inférieure à celle dans celui du torrent des Bossons.

Le taux moyen d'érosion du domaine proglaciaire est 0.25 ±0.20 mm.an^{-1} (Table 5.5, Fig. 5.15). Cette valeur est dans le même ordre de grandeur mais inférieure aux taux d'érosion précédemment estimés. De plus, le taux moyen d'érosion proglaciaire ne prend pas en compte les valeurs des années 2009, 2010 et 2015. En effet, en 2009, les incertitudes sur le taux d'érosion sont particulièrement élevées (Table 5.4), les valeurs de l'export lors des précipitations de 2010 sont sujettes à caution (Fig. 5.9) et la chute de sérac de 2015 place cette année à part. Entre 2011 et 2015, le taux d'érosion du domaine proglaciaire varie de 0.15 ± 0.14 mm.an^{-1}, en 2012, à 4.68 ± 3.44 mm.an^{-1}, en 2015. Les incertitudes importantes sur ces valeurs sont principalement liées à l'incertitude sur la masse entrante pendant les précipitations de la saison de fonte (Table 5.4). Le taux d'érosion proglaciaire moyen de 2011 à 2015 est 1.22 ± 0.91 mm.an^{-1}. Ainsi, en l'absence d'événement stochastique entraînant un export intense, le taux d'érosion du domaine proglaciaire est significativement plus faible que celui des domaines

supraglaciaire et sous-glaciaire.

5.5 Discussion générale

Les érosions des domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire du glacier des Bossons ont été estimées (Table 5.5, Fig. 5.15). Les valeurs montrent une variabilité inter-annuelle. Cependant, en moyenne, l'érosion des versants dominant le glacier est plus importante, 0.76 $\pm$ 0.34 mm.an^{-1}, que celle du substratum rocheux sous la glace aussi bien aux Bossons, 0.63 $\pm$ 0.37 mm.an^{-1}, qu'à Crosette, 0.38 $\pm$ 0.22 mm.an^{-1}. Lorsqu'aucun événement catastrophique ne survient dans la zone proglaciaire, son érosion est la plus faible des trois domaines géomorphologiques considérés, 0.25 $\pm$ 0.20 mm.an^{-1}.

Ces valeurs placent le glacier des Bossons dans la moyenne des autres bassins versants englacés alpins, mais au-dessus de la dénudation moyenne actuelle évaluée pour les Alpes à 0.32 mm.an^{-1} (Hinderer, 2001). De plus, les taux moyen d'érosion évalués dans ce chapitre sont de l'ordre de grandeur de ceux estimés dans les Alpes pour le Quaternaire, 0.39 mm.an^{-1} (Kuhlemann et al., 2001) et le post-glaciaire, 0.62 mm.an^{-1} (Hinderer, 2001). Ils sont cependant significativement inférieurs aux taux d'érosion moyen estimés pour la période tardi-glaciaire, 1.8 mm.an^{-1} (Hinderer, 2001). Par ailleurs, ces taux d'érosions sont inférieurs à la surrection tectonique dans le Massif du Mont-Blanc, $\sim$1.5 mm.an^{-1} (Nocquet et al., 2016).

Dans la suite de cette section, les 7 années de résultat présentées dans ce chapitre permettent de discuter successivement : (i) les limites méthodologiques ; (ii) les processus d'érosion sous-glaciaires dans le bassin versant des Bossons ; (iii) les différences d'érosion entre les torrents de Bossons et Crosette ; et (iv) les formes de réponses sédimentaires face aux forçages tectonique et climatique.

5.5.1 Limites méthodologiques

Les années 2009, 2010, 2011 et 2015 mettent en lumière des limites de la méthodologie développée. Ainsi la basse résolution temporelle ($<$ 1 heure) des années 2009-2011 n'autorise pas une mise en oeuvre totalement satisfaisante de la méthode probabiliste d'estimation des apports amont au cours de la saison de fonte (Table 5.4, Chapitre 3). D'autre part, la très basse résolution temporelle ($>$ 2 heures) de l'année 2010, associée à des valeurs extrêmes dans le signal de concentration en matière en suspension, ne permet pas d'intégrer avec confiance le flux sédimentaire calculé pendant les précipitations (Fig. 5.9), ni de détecter correctement leur durée. Cependant, l'utilisation de données haute résolution sur les autres années permet d'identifier efficacement les événements pluvieux, d'appliquer les méthodologies probabilistes avec un degré de confiance important et de s'affranchir d'éventuelles valeurs extrêmes par lissage.

L'événement extrême survenu au cours de l'année 2015 remet en cause l'égalité à l'échelle de la saison entre masse entrant dans le Plan des Eaux au cours des périodes sèches et masse sortant au cours des mêmes périodes : $M_{out}(\tau, R = 0) \neq M_{gla}(\tau, R = 0)$ (Eq. 5.4). En effet, un

tel événement extrême connecte épisodiquement mais efficacement les versants et le torrent proglaciaire. En particulier, du matériel sédimentaire fin, disponible pour le transport, est apporté dans la plaine alluviale proglaciaire. Ainsi, la méthodologie de répartition des flux mise en oeuvre dans ce chapitre ne fonctionne qu'en l'absence d'événement extrême.

La réponse proglaciaire à l'événement catastrophique du 26 juin 2015 a des implications pour l'interprétation des résultats des années 2009 et 2010. Bien que les valeurs de ces années soient sujettes à caution, les taux d'érosions proglaciaires sont élevés, respectivement 1.39 $\pm$ 2.38 et 8.03 $\pm$ 3.82 mm.an^{-1}. Ils ne correspondent cependant pas à l'observation sur le terrain d'événements extrêmes comparables à celui observé en 2015 (Fig. 2.3). En particulier, les événements observés en 2009 et 2010 (e.g. avalanches, coulées de boue) ne semblent pas différents de ceux observés lors d'années moins érosives de 2011 à 2014. Les importantes érosions de 2009 et 2010 peuvent cependant être liées à la redistribution des particules fines provenant d'un événement pré-datant la période d'observation. Cette hypothèse est supportée par l'importante terrasse formée à l'amont à la suite de plusieurs épisodes puis incisée (Fig. 4.6). Elle est également supportée par les résultats sur le transfert de la charge grossière (Chapitre 4). La redistribution de l'apport issu d'un tel événement pré-datant la période de mesure aurait été achevée en 2012 ; il n'est toutefois pas possible de conclure pour l'année 2011 étant donné que seule la fin de la saison de fonte a été enregistrée (Fig. 5.9, Table 5.2).

Deux approches différentes ont été utilisées afin d'estimer l'érosion supraglaciaire. D'une part, de 2009 à 2012, les apports supraglaciaires sont estimés par une relation de proportion entre les contributions des torrents de Crosette et des Bossons (Eq. 5.12). D'autre part, de 2013 à 2014, les apports supraglaciaires correspondent effectivement aux masses mesurées dans les deux torrents proglaciaires (Eq. 5.14). Cependant, le taux moyen d'érosion supraglaciaire de 2009 à 2012, 0.46 $\pm$ 0.28 mm.an^{-1}, est significativement plus faible que celui estimé pour les années 2013 et 2014, 1.17 $\pm$ 0.42 mm.an^{-1}. En conséquence, les valeurs de taux d'érosion supraglaciaire de 2009 à 2012 sont peut-être sous-estimées. D'autre part, les érosions supraglaciaire estimées ignorent la fraction du matériel supraglaciaire non transféré de la surface à la base du glacier. Le taux moyen d'érosion supraglaciaire, 0.76 $\pm$ 0.34 mm.an^{-1}, correspond donc à une estimation a minima.

5.5.2 Transport et stockage des sédiments sous-glaciaires dans le bassin versant du torrent des Bossons

Le transport des sédiments sous le glacier des Bossons est complexe et mal contraint. Au cours de la saison, deux types de système de drainage transfèrent l'eau de fonte et les sédiments vers les torrents proglaciaires : un système distribué et un système chenalisé (e.g. Hubbard and Nienow, 1997). Toutefois, un réseau de drainage chenalisé et arborescent entraîne un transport des sédiments sous-glaciaires significativement plus efficace que celui réalisé par un réseau non-arborescent distribué (Hodson and Ferguson, 1999). Aussi, l'évolution du système de drainage contrôle partiellement les fluctuations de l'export sédimentaire. Cette évolution a lieu à une échelle inter-annuelle, mais également à l'échelle de la saison de fonte (e.g. Swift et al., 2002). En conséquence, des informations sur les processus de transport sous-glaciaire sont

fournis par les variations des apports sédimentaires glaciaires mesurés dans le bassin versant du torrent des Bossons.

Au cours de la saison de fonte, l'export sédimentaire issu du glacier des Bossons fluctue (Fig. 5.10). La masse de sédiment évacuée est significativement corrélée au volume d'eau de fonte (Fig. 5.11). Cependant, de brefs épisodes d'export élevé sont observés (Fig. 5.10) et entraînent une dispersion sur plusieurs ordres de grandeurs de la loi puissance entre débit et export sédimentaire (Fig. 5.11). En particulier, au début des saisons de fonte des années 2009, 2010, 2012 et 2013, un export concentré sur une à deux semaines est observé. Ces pics d'export représentent la part majoritaire des apports sédimentaires annuels issus du glacier (Fig. 5.16). Ces événements ne surviennent pas systématiquement au moment de l'initiation de la fonte et ne correspondent pas spécifiquement aux événements hydrologiques de printemps (e.g. Rothlisberger and Lang, 1987). Ces derniers correspondent aux premières crues glaciaires importantes et sont typiquement provoqués par un épisode pluvieux ou par une fonte importante liée à une élévation de la température de l'air (Rothlisberger and Lang, 1987). Par ailleurs, en 2010 et 2012, une seconde période d'export sédimentaire est observée à la fin de la saison de fonte. Ces exports tardifs ne sont pas corrélés avec une augmentation significative de l'insolation ou du volume d'eau de fonte ou à des épisodes pluvieux.

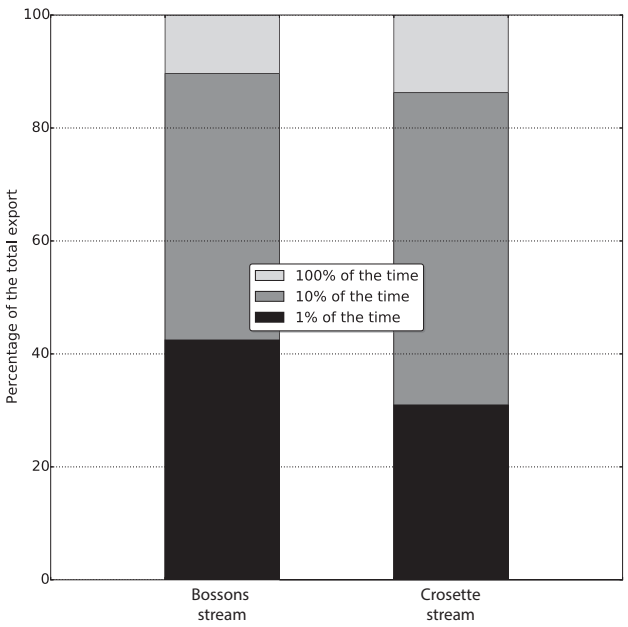


FIGURE *5.16 – Proportion moyenne de l'export annuel des torrents des Bossons et de Crosette réalisée en 1, 10 et 100% d'une année. Pour chaque torrent, le diagramme représente le pourcentage de l'export annuel total effectué en 1% (noir), 10% (gris foncé) et 100% (gris clair) du temps.*

Ces fluctuations du flux sédimentaire issu du glacier des Bossons au cours d'une saison de fonte résultent possiblement de l'évolution du système de drainage sous-glaciaire et de la variation de la disponibilité sédimentaire. Ainsi, au cours de l'hiver, le système de drainage chenalisé n'est pas actif et le drainage sous le glacier des Bossons est majoritairement diffus ; aussi l'export sédimentaire glaciaire est proche de zéro et un stock de sédiment s'accumule sous le glacier. Par la suite, un ou plusieurs événements de printemps marquent le début de la saison d'ablation. Cette initiation de la saison de fonte induit le développement d'un drainage arborescent et chenalisé. Ce dernier, plus efficace pour le transfert de l'eau et des sédiments sous-glaciaires que le drainage diffus, se développe au cours de la saison et entraîne un export sédimentaire de plus en plus important. Cependant, entre le début et le milieu de la saison de fonte, cette évolution de la configuration du système de drainage atteint un optimum et engendre alors un pic d'export particulièrement élevé. Ce dernier marque en partie

l'évacuation du stock constitué au cours de la période hivernale. Une fois cet épisode d'export intense terminé, la masse de sédiment exportée par le système reste corrélée à la fonte et décline lorsque le système glacio-hydrologique cesse progressivement d'être actif. Une telle localisation de l'export au début ou au milieu de la saison de fonte a été précédemment soulignée à une échelle mensuelle (e.g. Gurnell, 1987; Gao et al., 2013). Nos résultats mettent toutefois en lumière que l'échelle de temps de ces bouffées sédimentaires peut être inférieure à la semaine.

Le modèle conceptuel proposé ci-dessus explique l'évolution de l'export sédimentaire du glacier des Bossons au cours d'une saison de fonte. Des fluctuations inter-annuelles sont toutefois observées. Certaines années ne montrent pas de pics d'exports significatifs en début de saison (e.g. 2014) et d'autres saisons de fonte sont marquées par un export plus tardif (e.g. 2012). Sous les glaciers alpins, des processus de stockage / déstockage de sédiment sous-glaciaire ont précédemment été caractérisé à une échelle de temps annuelle (e.g. Hodson and Ferguson, 1999; Riihimaki, 2005) ou millénaire (e.g. Hormes et al., 2001; Joerin et al., 2006) et ces sédiments correspondent à des piégeages liées aux fluctuations glaciaires holocènes. Aussi, les variations observées peuvent être liées à une évolution du volume de sédiment disponible pour le transport par le système de drainage du glacier des Bossons. Ainsi, d'une année sur l'autre, ce dernier évolue d'une manière aléatoire, à la fois latéralement et vers l'amont du glacier. Éventuellement, le réseau de drainage chenalisé atteint des zones du substratum présentant des sédiment stockés à une échelle de temps au moins pluri-annuelle et entraîne leur export. Au total, les bouffées d'export observées sont possiblement contrôlées par l'évolution de la configuration du réseau de drainage et résultent de l'évacuation de sédiments stockés sous le glacier à l'échelle annuelle ou à plus long terme.

5.5.3 Comparaison entre l'érosion sous-glaciaire mesurée sur les torrents de Crosette et des Bossons

Les exports sédimentaires issus de deux bassins versants sous-glaciaires ont été estimés à partir de la mesure du flux sédimentaire des torrents des Bossons et de Crosette (Fig. 5.10, 5.12). Cette méthodologie possède une haute résolution temporelle, mais ne permet pas de déterminer l'origine des sédiments sous-glaciaires exportés par les torrents émissaires. Les différences entre les taux d'érosion sous-glaciaires estimés dans les bassins versants des torrents des Bossons et de Crosette apportent cependant des éléments de réponse.

Tout d'abord, les parties du glacier des Bossons drainées par ces deux torrents diffèrent significativement. Ainsi, l'altitude maximale du bassin versant du torrent des Bossons est inférieure à la ligne d'équilibre (ELA) du glacier des Bossons, alors que le bassin versant du torrent de Crosette s'étend au-delà, jusqu'au sommet du Mont-Blanc. En conséquence, le glacier drainé par le torrent de Crosette est partiellement un glacier froid (Godon et al., 2013). De plus, la vitesse d'écoulement, l'épaisseur de glace et la contrainte moyenne à la base du glacier sont en moyenne plus élevées dans le bassin versant de Crosette (Fig. 5.1). Par ailleurs, le glacier des Bossons présente deux replats, le Plateau des Pyramides (PP), principalement drainé par le torrent des Bossons, et Plan Glacier (PG), essentiellement drainé par Crosette.

Les caractéristiques des deux bassins versants glaciaires indiquent que l'efficacité de l'érosion

sous-glaciaire devrait être significativement plus élevée dans le bassin versant de Crosette si une loi d'érosion classique est envisagée (Eq. 5.3). Cependant, le taux moyen d'érosion sous le glacier drainé par le torrent des Bossons, 0.63±0.37 mm.an^{-1}, est significativement supérieur à celui estimé pour le torrent de Crosette, 0.38±0.22 mm.an^{-1}. Cette différence est contre-intuitive et a des implications majeures pour l'érosion sous le glacier des Bossons.

D'une part, le contraste d'érosion sous-glaciaire entre les bassins versants donne des informations sur l'origine des sédiments sous-glaciaires. Aussi, la différence de taux d'érosion entre les bassins versants des deux torrents apparaît principalement liée par la présence du Plateau des Pyramides dans la partie basse du glacier (Fig. 5.3). Cette section du glacier est principalement drainée par le torrent des Bossons et a précédemment été mis en avant dans ce travail de recherche doctorale : l'analyse réalisée dans le Chapitre 1 a montré que les bédières et les moulins présents dans cette section transfèrent efficacement les sédiments entre la surface et la base du glacier. Le rôle de ces écoulements à la surface du glacier peut être envisagé de trois manières distinctes. En utilisant le même système de transfert, des apports d'eau de fonte de surface à la base du glacier pourraient augmenter la pression fluide basale, diminuer la pression effective de glace et favoriser une vitesse de glissement et donc une érosion sous-glaciaire plus élevée (e.g. Herman et al., 2011). Cependant, les vitesses d'écoulement ne sont pas significativement différentes entre la partie du Plateau des Pyramides drainée par le torrent des Bossons et celle drainée par Crosette (Fig. 5.2b). La section précédente, 5.5.2, a mis en lumière l'existence d'un stock sédimentaire pluri-annuel dans le bassin versant sous-glaciaire du torrent des Bossons. L'export de ces sédiments sous-glaciaires est possiblement contraint par la configuration du réseau de drainage sous-glaciaire et son développement peut être dynamisé par les transferts d'eau entre la surface et la base du glacier. Lors des années 2009, 2013 et 2014, le taux moyen d'érosion sous-glaciaire, 0.47 ± 0.29 mm.an^{-1}, reste supérieur à celui évalué dans le bassin versant de Crosette, 0.38±0.22 mm.an^{-1}, alors que les phénomènes de déstockages sous-glaciaires sont limités dans le bassin versant du glacier des Bossons (Fig. 5.10). En l'absence d'export extrême, la différence entre les deux bassins versants reste donc significative.

D'autre part, le contraste entre les bassins versants de Crosette et des Bossons est interprété comme liée à la concentration basale en sédiment. En effet, la présence de clastes à la base du glacier influe sur l'efficacité de l'érosion glaciaire (de Winter et al., 2012). L'érosion sous la glace froide de la partie amont du bassin versant de Crosette est limitée (e.g. Godon et al., 2013) et ne favorise pas par conséquent la présence de sédiment à la base du glacier dans le bassin versant de Crosette. Inversement, pour le torrent des Bossons, le système de bédières et moulins du Plateau des Pyramides promeut une concentration basale de sédiment plus élevée. Celle-ci favorise l'initiation d'une rétro-action positive dans laquelle la concentration en sédiment augmente l'érosion sous-glaciaire, ce qui augmente la concentration en sédiment.

La comparaison entre les érosions sous-glaciaires des bassins versants de Crosette et des Bossons soulignent donc plusieurs contrôles sur l'export sédimentaire. Ce dernier dépend d'une part de la configuration du réseau de drainage, du retrait glaciaire et de la vidange d'un stock sédimentaire probablement situé sous le Plateau des Pyramides. D'autre part, les apports à la base du glacier d'eau de fonte provenant de la surface stimule le développement d'un drainage sous-glaciaire efficace. Enfin, la présence de sédiment à la base du glacier apparaît comme un

facteur déterminant, favorisé là encore par l'existence de transferts entre la surface et la base du glacier. Au total, l'érosion sous le glacier des Bossons est fortement impactée par les transferts entre surface et base du glacier dans le Plan des Pyramides. Des investigations supplémentaires sont toutefois nécessaires afin de confirmer ou d'infirmer les hypothèses effectuées.

5.5.4 Réponses sédimentaires, temps de transfert et forçages tectonique et climatique

Les taux d'érosion des trois domaines géomorphologiques considérés ont été quantifiés et sont du même ordre de grandeur (Fig. 5.15). Toutefois, les taux d'érosion des domaines supraglaciaire, 0.76 ± 0.34 mm.an^{-1}, et celui du domaine proglaciaire, 0.25 ± 0.20 mm.an^{-1}, sont respectivement plus élevé et plus faible que les taux d'érosion moyens des domaines sous-glaciaires des torrents de Crosette, 0.38 ± 0.22 mm.an^{-1}, et Bossons, 0.63 ± 0.37 mm.an^{-1}. Toutes ces valeurs sont inférieures à la surrection dans le Massif du Mont-Blanc, $\sim$1.5 mm.an^{-1} (Nocquet et al., 2016), qui représente un forçage tectonique de grande période et de forte longueur d'onde. Ces taux d'érosion moyens masquent les fluctuations inter-annuelles et intra-saisonnières dont les contrôles ont été discutés précédemment. Dans cette section, les différences entre les domaines géomorphologiques sont principalement abordées sous l'angle de la perturbation que représente le changement climatique actuel.

A l'échelle globale, l'élévation actuelle de la température de l'air engendre un retrait glaciaire marqué (e.g. Zemp et al., 2015). Un tel phénomène a précédemment été associé à des exports sédimentaires importants (e.g. Gurnell et al., 2000). Pour le bassin versant du glacier des Bossons, les taux d'érosion sous-glaciaires mesurés sur le torrent des Bossons ont été mis en relation avec le retrait du glacier (Fig. 5.17). Cette dernière est évaluée à partir de mesures topographiques par le service GlacioClim de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG). La corrélation entre retrait glaciaire et érosion sous-glaciaire est significative et met en avant des différences annuelles. Ainsi, les années 2009, 2010 et 2012 présentent à la fois un retrait significatif et une érosion élevée en lien avec des pics d'export sédimentaire. Au contraire, le front du glacier des Bossons est resté relativement inchangé au cours des années 2013 et 2014. Au cours de ces années, l'export ne présente pas de bouffée sédimentaire et les taux d'érosion sous-glaciaires sont plus faibles. Ainsi, le retrait du glacier influencerait la redistribution de sédiment stocké sous le glacier des Bossons. Cependant, ce processus est également contrôlé par la configuration et l'évolution du drainage sous-glaciaire. En conséquence, les mesures réalisées dans le bassin versant étudié ne permettent pas d'affirmer avec certitude que le retrait glaciaire envisagé dans le futur (e.g. Huss, 2012) s'accompagnera d'une augmentation de l'érosion sous-glaciaire.

Parmi les domaines géomorphologiques étudiés, les parois supraglaciaires du glacier des Bossons présentent le taux d'érosion le plus élevé. Sarr et al. (2015) ont évalué le taux d'érosion supraglacaire dans le bassin versant à partir de mesures de concentration en nucléides cosmogéniques. Leurs résultats indiquent un taux d'érosion moyen de 0.37 ± 0.06 mm.an^{-1} et un taux maximum de 1.08 ± 0.17 mm.an^{-1} (Sarr et al., 2015). Ces valeurs sont représentatives de l'érosion à l'échelle millénaire et sont plus faibles que les valeurs moyenne et maximale actuelles, respectivement, 0.76 ± 0.34 et 1.38 ± 0.50 mm.an^{-1}. Ainsi, la différence significative

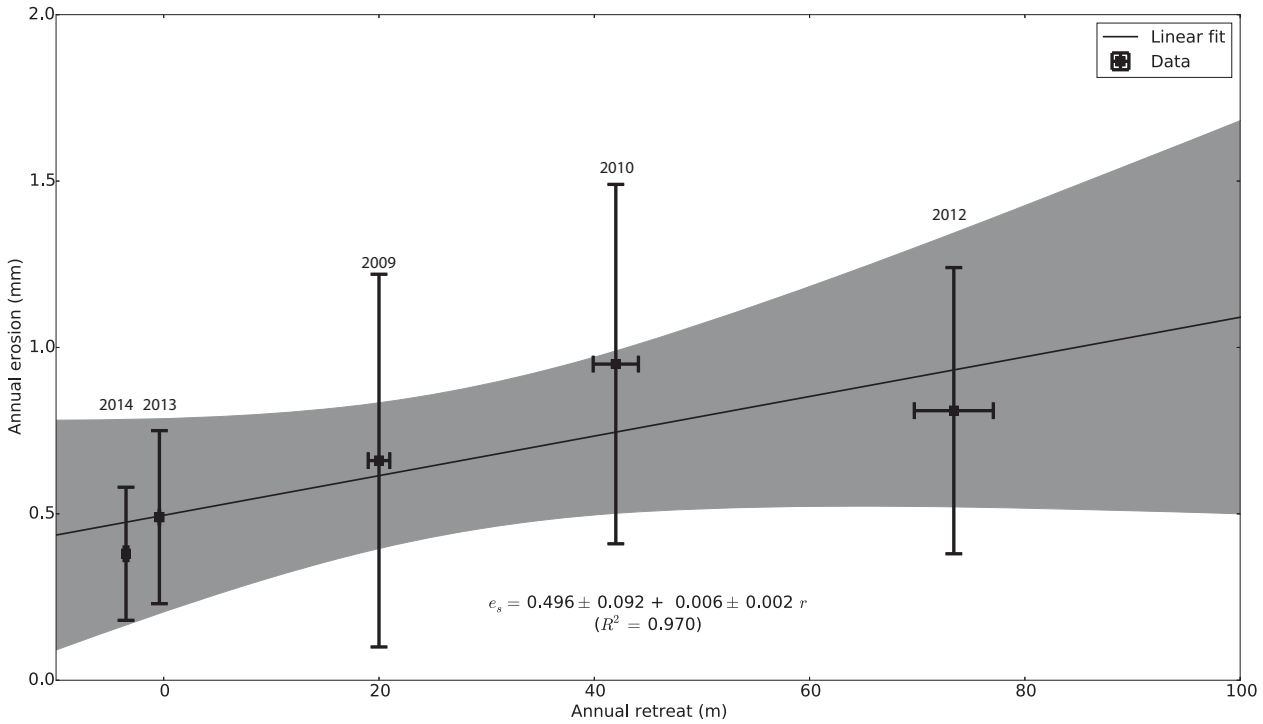


FIGURE *5.17 – Relation between subglacial erosion and glacial retreat. The retreat of Bossons glacier is evaluated by GlacioClim at the Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (Fig. 5.4). The 95% confidence interval is represented by the gray area.*

entre les taux d'érosion supraglaciaire à court et long terme peut être liée au réchauffement climatique actuel. Ce dernier entraîne une fonte importante du permafrost assurant la stabilité des parois supraglaciaires et engendre des écroulements plus fréquents (e.g. Ravanel and Deline, 2010). Pour le glacier des Bossons, les sédiments d'origine supraglaciaire possèdent cependant un temps de transit significativement supérieur à l'année et inférieur à 50 ans. La réponse supraglaciaire mesurée dans les torrents émissaires est donc sensiblement amortie et largement découplée des fluctuations de la production sédimentaire supraglaciaire et de son contrôle climatique à une échelle temporelle inférieure à son temps de transfert.

D'une manière similaire, le domaine proglaciaire agit comme un tampon sédimentaire à l'échelle de la saison de fonte et de la journée (Chapitre 2). Le taux d'érosion du domaine proglaciaire correspond alors principalement à des remobilisations du matériel sédimentaire apporté par le glacier. Dans ce chapitre, ce phénomène est mis en évidence par la remobilisation de dépôt liés aux exports glaciaires de début de saison de fonte par les pluies qui leur succèdent (Fig. 5.9). En conséquence, l'érosion du domaine proglaciaire correspond avant tout à une mesure de l'intensité des remaniements dans cette zone plutôt qu'à une réelle production sédimentaire. En l'absence d'événements extrêmes, les remaniements dans le domaine proglaciaire sont une composante mineure de l'export total du bassin versant et contribuent en moyenne et en valeur relative à 13 ± 10 % de l'export. En tenant compte de l'événement extrême observé en 2015, la zone proglaciaire ne contribue en moyenne qu'à 22 ± 16 % de

la masse totale de sédiment exportée. En effet, du fait de la chute de sérac de 2015, l'export proglaciaire de cette année correspond à 61 ± 40 % de l'export du bassin versant.

Le taux d'érosion du domaine proglaciaire évalué dans ce chapitre correspond aux particules fines, silts et sables, et sa valeur absolue est en moyenne, 0.25 ± 0.20 mm.an^{-1}, hors événement extrême. Dans ce dernier cas, le taux d'érosion atteint toutefois une valeur de 4.68 ± 3.44 mm.an^{-1}. En comparaison, le taux d'érosion proglaciaire correspondant aux particules grossières (i.e. $>$ 1 cm) a été estimé à 0.28 ± 0.17 mm.an^{-1} (Chapitre 4). Cette valeur représente l'intensité des remobilisations sédimentaires ayant lieu sur les versants et dans la section en cascade située à l'amont de la plaine alluviale proglaciaire. Cette dernière est en progradation depuis 2006-2008. Cette dynamique sédimentaire des particules grossières traduit la redistribution d'un événement extrême dont le taux d'érosion est évalué à 4.35 ± 2.00 mm.an^{-1} (Chapitre 4). L'intensité de la redistribution sédimentaire dans le domaine proglaciaire est donc comparable pour les charges en suspension et en saltation. Cependant, les temps de transfert moyens des particules fines et grossières dans la plaine alluviale proglaciaire ont respectivement été évalués comme inférieur à un an (Chapitre 2) et égal à 8 ± 2 an (Chapitre 4). La redistribution paraglaciaire semble donc s'effectuer via la propagation vers l'aval de vagues sédimentaires principalement liées aux apports d'événements extrêmes et dont les différentes fractions granulométriques sont transférés à vitesses distinctes.

Au total, la dynamique sédimentaire de chacun des différents domaines géomorphologiques étudiés montre une réponse multi-fréquentielle amortie par des stockages intermédiaires (e.g. Allen, 2005). Ainsi, les apports supraglaciaires de faible amplitude et de haute fréquence constituent aux échelles de temps longues un apport continu (e.g. Fort et al., 2009) auquel se superposent des événements de basse fréquence mais de forte amplitude (e.g. Deline et al., 2015). Tous ces sédiments supraglaciaires sont transportés plusieurs années au sein du glacier avant d'être transférés aux torrents de Crosette ou des Bossons. D'une manière similaire, l'intensité de l'export sous-glaciaire dépend de la concentration en sédiment et du type de réseau de drainage, ainsi que de phénomènes de forte amplitude et de courte durée correspondant à l'évacuation d'un stock sédimentaire sous-glaciaire probablement localisé sous le Plateau des Pyramides. L'évacuation du stock sédimentaire sous-glaciaire dépend de l'efficacité du drainage sous le glacier d'une année à l'autre et du retrait pluri-annuel de ce dernier. Enfin, l'érosion dans le domaine proglaciaire correspond à une érosion continue relativement faible associée à un export important lié à des événements extrêmes. Ces derniers affectent les versants de manière épisodique et assurent, aux échelles de temps longues, leur connexion avec le torrent proglaciaire. Au total, ce domaine proglaciaire fonctionne comme un tampon sédimentaire à des échelles de temps différentes pour les sédiments proglaciaires fins (Chapitre 2) et grossiers (Chapitre 4). Ainsi, le modèle conceptuel multi-fréquentiel de Allen (2005) s'applique à des échelles de temps courtes et dans un bassin versant partiellement englacé. Pour finir, une synthèse des apports de ce travail de recherche doctorale est présentée dans la Conclusion générale qui suit.

Conclusion générale

Dans ce travail de recherche doctorale, le transport et l'origine des sédiments ont été quantifiés et caractérisés dans un bassin versant englacé alpin. Cette conclusion reprend brièvement les considérations méthodologiques essentielles mises en oeuvre ainsi que les résultats clefs obtenus. Ces derniers sont interprétés d'une manière synthétique dans le contexte de la réponse sédimentaire d'un paysage glaciaire face à la perturbation du changement climatique. Enfin, des perspectives de travail sont présentées.

Analyse et simplification du système naturel

L'export d'un bassin versant proglaciaire bénéficie de contributions issues de plusieurs sources. Ces dernières s'organisent selon une cascade sédimentaire et sont soumises à divers processus d'érosion. Ainsi, les processus d'érosion périglaciaires entraînent l'écroulement des parois dominant le glacier. Ces sédiments en position supraglaciaire sont ensuite transférés à la base du glacier. Ils sont alors mêlés aux sédiments sous-glaciaires provenant de l'action de la glace sur son substratum. Le réseau de drainage sous-glaciaire transporte ces sédiments puis se canalise en un torrent s'écoulant dans la zone située à l'aval du glacier. Dans cette zone proglaciaire, versants et plaine alluviale apportent de nouveaux sédiments. Certains de ces apports proglaciaires sont paraglaciaires et résultent du déséquilibre du paysage à la suite du retrait glaciaire. Ainsi, l'export total mesuré à l'exutoire du bassin versant prend en compte des sources supraglaciaires, sous-glaciaires et proglaciaires. En conséquence, la quantification des processus d'érosion dans ces trois domaines géomorphologiques nécessite de pouvoir séparer l'origine des flux de sédiment.

Acquisition des données

Le travail de recherche présenté dans ce manuscrit a été réalisé dans le bassin versant du glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, France). Ce dernier est un glacier polythermal en retrait rapide et est un laboratoire de terrain idéal pour l'étude de l'érosion glaciaire. Deux des torrents émissaires du glacier, les torrents de Crosette et des Bossons, ont été instrumentés. Les données existantes sur le torrent des Bossons ont été complétées par des mesures hydro-sédimentaires à haute-résolution temporelle (pas de temps : 2 min). Cette base de données

hydro-sédimentaires est utilisée par la suite pour quantifier le flux de matière en suspension en trois points distincts du bassin versant et totalise 4.7 millions de points. Une étude de la charge de fond a été effectuée dans le domaine proglaciaire en suivant ∼1 000 galets identifiés par radio-fréquence. Les positions de ces traceurs ont été relevées au cours de 44 campagnes de mesure et ∼18 000 vecteurs déplacements ont pu être évalués. Par ailleurs, les lots de données granulométriques, hydro-sédimentaires et topographiques utilisés ont été mis en forme et sont à disposition de la communauté sur la base de données Pangaea (Annexe B.1-B.3).

Méthodes de traitement des données

A partir de ces riches données, diverses méthodes ont été mises en oeuvre de manière innovante afin de séparer les différentes composantes de l'export. La combinaison de ces méthodes et la longueur de la période de temps sur lesquelles elles ont été appliquées placent ce travail à part des références bibliographiques proches. La différence de concentration en nucléides cosmogéniques entre la surface et la base du glacier a été utilisée comme marqueur du transfert entre la position supra- et sous-glaciaire (Chapitre 1). Cette approche a été enrichie par un modèle de production de nucléides cosmogéniques sous le glacier des Bossons (Annexe A). Le fonctionnement du domaine proglaciaire a été analysé par l'association de mesures hydro-sédimentaires à haute résolution temporelle et de données météorologiques (Chapitre 2). Par ailleurs, cette analyse des flux sédimentaires à haute-résolution a été complétée par des modèles multi-linéaires combinant les données de trois stations (Chapitre 2, Annexe C.4). Ceci a permis de compléter nos données pour les périodes affectées de problèmes d'acquisitions. De plus, l'apport glaciaire lors des périodes de précipitations de la saison de fonte a été évalué, à partir de mesures à une station distante du glacier, par une approche statistique et une méthode de Monte-Carlo (Chapitre 3). La base de données de positions de traceurs radio-fréquence a été exploitée phénoménologiquement et statistiquement (Chapitre 4). Un modèle probabiliste a permis de contraindre le temps de transfert de la charge de fond et les caractéristiques de son transport stochastique (Chapitre 4). Enfin, les conclusions tirées de la mise en oeuvre de ces méthodes permettent une analyse de l'évolution de l'export sédimentaire du bassin versant de 2009 à 2015 (Chapitre 5). Cette analyse pluri-annuelle est confortée par une prise en compte rigoureuse des incertitudes, propagées des calibrations aux résultats finaux (Annexe C.2).

Contrôle de l'érosion et stockage sédimentaire dans le domaine glaciaire

La mise en oeuvre combinée des méthodologies précédentes fournit une quantification de l'érosion dans les domaines supraglaciaire, sous-glaciaire et proglaciaire du bassin versant du glacier des Bossons. Les parts relatives de ces sources sédimentaires dans l'export du bassin versant sont également estimées. Nos résultats soulignent également les contrôles respectifs des processus d'érosion à l'oeuvre.

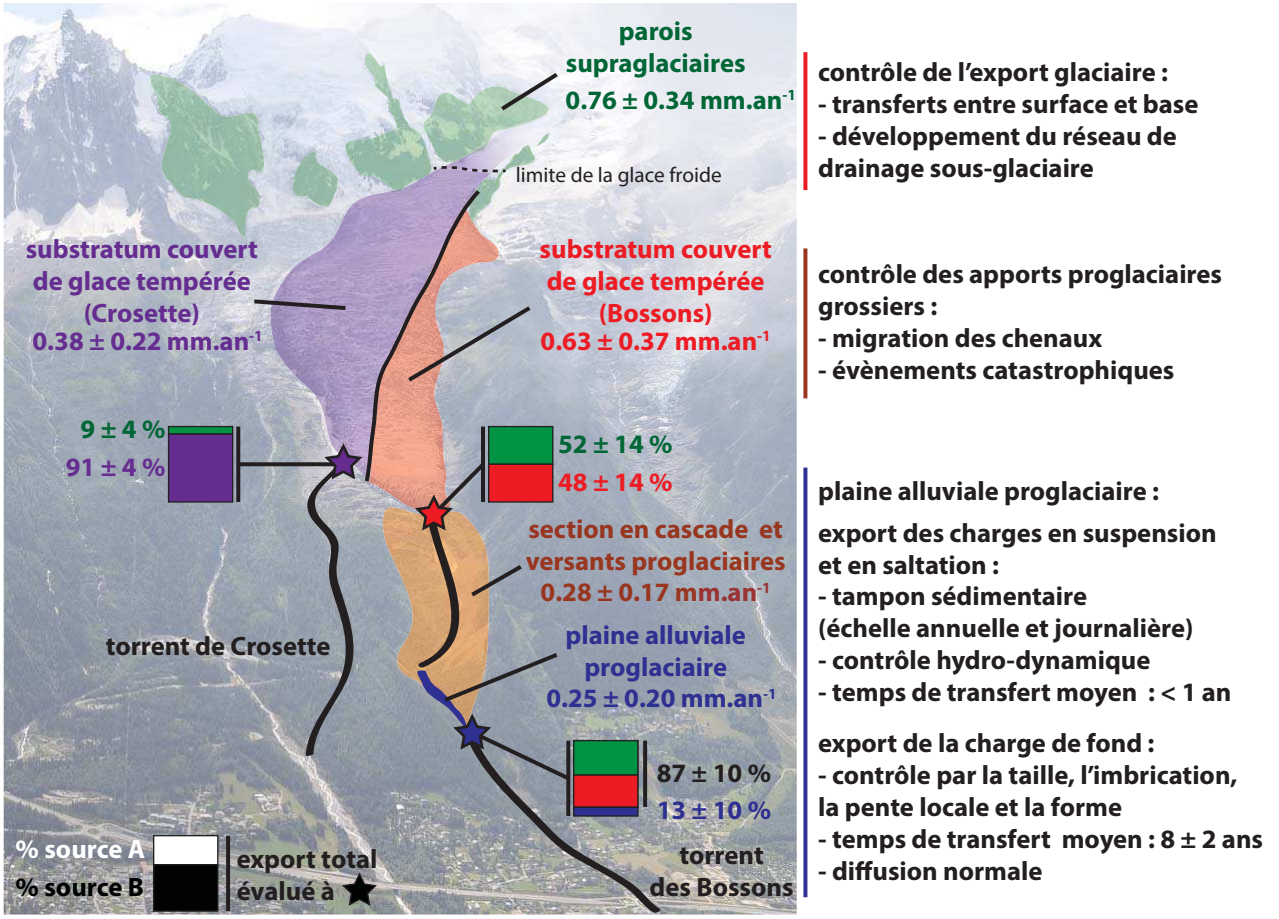


FIGURE 1 – *Principales conclusions sur l'export sédimentaire dans le bassin versant du glacier des Bossons (Mont-Blanc, France) et valeurs des taux d'érosion pour chaque domaine géomorphologique.*

Les parois supraglaciaires dominant le glacier s'érodent au rythme de 0.76 ± 0.34 mm.an^{-1} et apportent du matériel sédimentaire à la surface du glacier (Chapitre 5, Fig. 1). Le transfert de ces sédiments supraglaciaires vers la base du glacier n'est pas homogène. Ainsi, 52 ± 14% de l'export glaciaire du torrent des Bossons provient de matière des parois supraglaciaires. Pour le torrent de Crosette, la majorité de l'export (91 ± 4%) est issue du substratum couvert de glace. La présence d'un système de bédières et moulins dans la partie terminale du glacier drainée par le torrent des Bossons explique la différence entre les deux torrents.

Par ailleurs, ces caractéristiques supraglaciaires contrôlent partiellement l'érosion sous-glaciaire. Cette dernière est en moyenne plus élevée dans le bassin versant sous-glaciaire du torrent des Bossons que dans celui de Crosette ; respectivement 0.63 ± 0.37 et 0.38± 0.22 mm.an^{-1} (Fig. 1). L'érosion plus intense dans le bassin versant des Bossons souligne l'importance des transferts entre la surface et la base du glacier. Ces derniers apportent du matériel abrasif et de l'eau à la base du glacier et stimulent l'érosion sous-glaciaire. De plus, des événements transitoires et intenses d'export sous-glaciaire ont été observés et représentent, en un mois ou en quelques jours, la majorité de l'export sédimentaire annuel issu du glacier. Ces pics d'exports

sous-glaciaires sont liés au développement d'un réseau de drainage sous-glaciaire efficace remobilisant un stock de sédiment situé sous la partie terminale du glacier des Bossons. Ce stock est créé lors de la phase hivernale mais reprend également des sédiments beaucoup plus anciens.

Temps de transfert et connectivité du domaine proglaciaire

Dans la section en cascade et sur les versants proglaciaires directement à l'aval du glacier, les remobilisations de sédiments grossiers représentent une érosion annuelle de 0.28 ± 0.17 mm (Fig. 1). Ces transferts sédimentaires alimentent la plaine alluviale proglaciaire en sédiment de granulométrie importante lors de migrations de chenaux proglaciaires ou d'événements extrêmes. Ces apports sont progressivement transportés vers l'aval et se traduisent par une progradation et une évolution granulométrique significatives. Le transport de la charge de fond apparaît contrôlé par la pente locale, la granulométrie, la rugosité relative (imbrication) et la forme des particules. De plus, la propagation des particules grossières vers l'aval s'effectue suivant un mode de diffusion normal. Par ailleurs, le temps de transfert de cette charge de fond dans cette partie du bassin versant est de $\sim 8 \pm 2$ ans et cette fraction granulométrique est négligeable dans l'export total annuel du bassin versant (Fig. 2).

L'export annuel en suspension et en saltation issu du domaine proglaciaire correspond à une érosion annuelle de 0.25 ± 0.20 mm (Fig. 1). A l'échelle quotidienne et annuelle, la charge en suspension et en saltation est stockée dans la plaine alluviale proglaciaire. Cette dernière agit comme un tampon sédimentaire dont le mécanisme de stockage/déstockage est contrôlé hydro-dynamiquement. Pour les particules fines, les versants proglaciaires ne sont pas efficacement connectés au torrent proglaciaire en dehors d'événements catastrophiques. Le temps de transfert moyen de la fraction fine dans le bassin versant des Bossons est significativement inférieur à l'année (Fig. 2).

L'export du bassin versant du glacier des Bossons est principalement issu du domaine glaciaire (Fig. 1). La zone proglaciaire ne contribue qu'à $13 \pm 10\%$ des charges en suspension et saltation exportées en moyenne chaque année. Le réajustement paraglaciaire de la fraction fine apparaît donc actuellement mineur. Les processus de versants et la dynamique des chenaux proglaciaires engendrent des apports de matériel grossier significatifs dans la plaine alluviale. Cependant, ces remobilisations de la fraction grossière s'effectuent à une échelle de temps pluriannuelle (Fig. 2). Ainsi, la plaine alluviale proglaciaire du glacier des Bossons agit comme un tampon sédimentaire dont le temps caractéristique varie en fonction de la granulométrie.

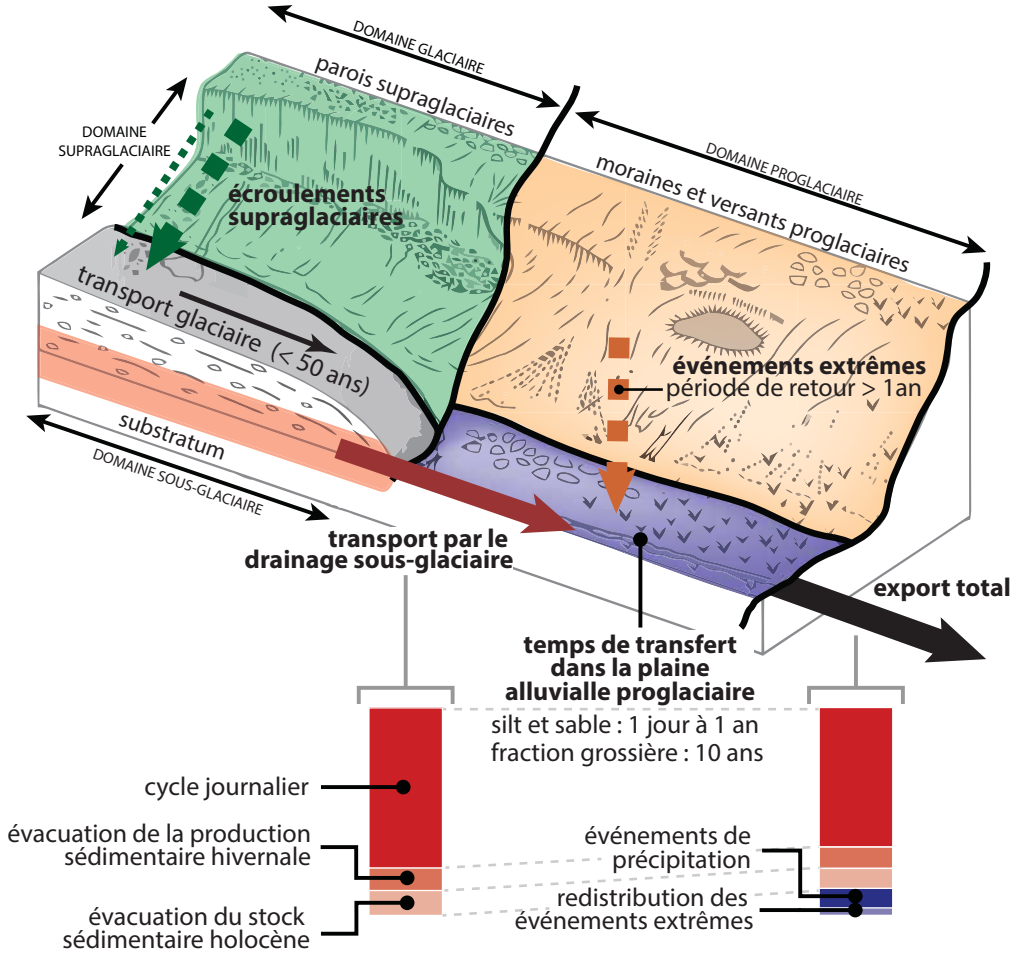


FIGURE *2 – Transfert de sédiments et stockage intermédiaire dans le bassin versant du glacier des Bossons (Mont-Blanc, France).*

Implications sur les processus d'érosion et leur liens avec les forçages climatiques et tectoniques

L'intensité de l'érosion dans le bassin versant du glacier des Bossons est dans la moyenne des autres bassins versants englacés alpins. Bien qu'elle soit significativement plus élevée que la dénudation moyenne dans les Alpes, elle reste inférieure à la surrection tectonique dans le Massif du Mont-Blanc. Cependant, les taux d'érosion estimés sont 2 à 4 fois plus faibles que ceux de la période de déglaciation succédant au dernier maximum glaciaire.

Au total, la perturbation liée au changement climatique engendre des taux d'érosion distincts dans chacun des domaines géomorphologiques (Fig. 1). Toutefois, dans l'ensemble, ces derniers présentent une réponse multi-fréquentielle : les apports sédimentaires mesurés correspondent à une composante de faible amplitude relativement continue associée à des événements extrêmes de basse fréquence mais de forte amplitude (Fig. 2). Par ailleurs, les réponses sédimentaires des

différents domaines géomorphologiques sont amorties par des mécanismes de stockage et de déstockage. Ces derniers correspondent au transport pluri-annuel des sédiments supraglaciaires, au stockage des sédiments sous-glaciaires et à l'effet tampon de la plaine alluviale proglaciaire. Ces mécanismes fonctionnent à des échelles de temps différentes et seuls les temps de réponse du domaine proglaciaire sont actuellement bien contraints. En définitive, l'observation de la réponse sédimentaire actuelle aux forçages tectonique et climatique, qui présentent une grande longueur d'onde et une période importante, implique un enregistrement à haute résolution, de longue durée et dans plusieurs bassins versants.

Perspectives

Ce travail de recherche apporte une compréhension des flux de sédiments dans un bassin versant englacé. Ces derniers montrent des épisodes d'exports importants sur de courtes périodes de temps et reposent sur l'exploitation de données à haute résolution temporelle. D'un point de vue méthodologique, la mesure haute-résolution et l'enregistrement le plus complet possible de la saison de fonte sont déterminants pour estimer correctement les apports issus des différents domaines géomorphologiques. Dans le bassin versant des Bossons, l'instrumentation en place permet de réaliser une telle quantification et doit être maintenue pour enrichir la chronique hydro-sédimentaire enregistrée.

Par ailleurs, certains aspects méthodologiques peuvent être approfondis. Tout d'abord, le traitement du signal de débit permet de détecter les événements de pluie (Annexe C.6). Cependant, la mise en oeuvre actuelle est à perfectionner. De manière similaire, l'établissement d'un modèle hydraulique performant de la plaine alluviale du Plan des Eaux reste à l'état de perspective (Annexe C.5). Un tel outil permettrait des exploitations plus fouillées de la base de données des positions de traceurs, en reliant déplacements et paramètres hydrodynamiques. Par ailleurs, les mesures hydro-sédimentaires peuvent être couplées à des mesures de la dynamique glaciaire à courte échelle temporelle (e.g. semaine, mois) afin de contraindre des modèles d'érosion sous-glaciaire. L'hydrologie sous le glacier des Bossons est également un champ de recherche qui permettrait de confirmer ou d'infirmer les hypothèses faites sur le développement du réseau de drainage et l'export d'un stock sédimentaire sous-glaciaire. Une telle exploitation pourrait être effectuée en mettant en valeur la base de données chimiques acquises dans le cadre du projet ANR ERD-Alps et les mesures conductimétriques réalisées dans le cadre de ce travail. Enfin, la problématique des temps de réponse et de stockages intermédiaires sur les versants proglaciaires et supraglaciaires et en particulier sous le glacier reste prégnante.

Annexe A

^{10}Be production under Bossons glacier

Terrestrial Cosmogenic Nuclides are produced by reactions between cosmic-rays particles and element targets at the surface of the earth. Three mechanisms produce cosmogenic ^{10}Be : spallation due to interaction with primary neutrons ; negative and slow muon capture ; fast muons interaction (i.e. Bremstrahlung) giving rise to secondary neutrons (i.e. photoneutrons) (Dunai, 2010). Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN) concentrations are impacted by altitude and latitude of the sampling location. Altitude scaling is performed by using the following relation to calculate pressure at the sampling site :

$$P(z) = P_s \exp\left\{\left(-\frac{gM}{R\xi}\left[\ln T_s - \ln(T_s - \xi z)\right]\right)\right\} \tag{A.1}$$

with P_s the sea level standard pressure ($P_s = 1013.25$ hPa), g the gravitational acceleration ($g = 9.80665$ m.s^{-2}), M the molar mass of air ($M = 28.97 \cdot 10^{-3}$ kg.mol^{-1}), R the ideal gas constant ($R = 8.3144621$ J.mol^{-1}.K^{-1}), T_s the sea level standard temperature ($T_s = 288.15$ K) and ξ the adiabatic gradient ($\xi = 0.0065$ K.m^{-1}).

Production scaling with latitude is then performed through the well-known Lal (1991) polynomial relations :

$$\alpha_{tot} = f_n\,\alpha_n + (1 - f_n)\,\alpha_\mu \tag{A.2}$$

$$\alpha_n(P) = a + b\,\exp\left\{-\frac{P}{150}\right\} + cP + dP^2 + eP^3 \tag{A.3}$$

$$\alpha_\mu(P) = M_{\lambda,1013.25}\exp\left\{\frac{1013.25 - P}{242}\right\} \tag{A.4}$$

where α_{tot}, α_n and α_μ are the scaling factors for all particles, neutrons and muons (slow and fast together), respectively, f_n is the proportion of neutrons in the incoming particle flux, P the pressure at the sampling location given by relation (A.1) and a, b, c, d, e and $M_{\lambda,1013.25}$ are scaling coefficients depending of latitude and given by Stone (2000) from Lal (1991). Production for each mechanism can then be inferred using following relations :

$$\Pi_s = \frac{\Pi_{n,HLSL}}{f_n} \tag{A.5}$$

$$\Pi_{tot} = \alpha_{tot} \tag{A.6}$$

$$\Pi_n = f_n \, \Pi_{tot} \tag{A.7}$$

$$\Pi_{\mu,\text{fast}} = f_{\mu,\text{fast}} \, \Pi_{tot} \tag{A.8}$$

$$R_{\mu,\text{slow}} = f_{\mu,\text{slow}} \, \Pi_{tot} \tag{A.9}$$

with $\Pi_{n,HLSL}$ neutronic production at high-latitude and sea-level, Π_s total standard production at high-latitude and sea-level, Π_{tot} total scaled production at sampling location, Π_n, $\Pi_{\mu,\text{fast}}$ neutron and fast muon scaled production, respectively, $R_{\mu,\text{slow}}$ slow muon stopping rate, f_n, $f_{\mu,\text{slow}}$ and $f_{\mu,\text{fast}}$ proportion of neutrons, slow muons and fast muons in the incoming particle flux, respectively.

The following relations (Heisinger et al., 2002a,b) yield production scaled with penetration depth and density of the material :

$$\Pi_n(\delta) = \Pi_n(0) \exp\{-\} \frac{\rho\delta}{\Lambda_n} \tag{A.10}$$

$$\Pi_{\mu,\text{fast}}(\delta) = \Pi_{\mu,\text{fast}}(0) \exp\{-\} \frac{\rho\delta}{\Lambda_{\mu,\text{fast}}} \tag{A.11}$$

$$R_{\mu,\text{slow}}(\delta) = R_{\mu,\text{slow}}(0) \exp\{-\} \frac{\rho\delta}{\Lambda_{\mu,\text{slow}}} \tag{A.12}$$

$$\Pi_{\mu,\text{slow}}(\delta) = R_{\mu,\text{slow}}(\delta) f_C(Z_t) f_D(Z_t) f^*({}^A Z) \tag{A.13}$$

where Λ_n, $\Lambda_{\mu,\text{fast}}$ and $\Lambda_{\mu,\text{slow}}$ are the attenuation lengths for neutrons, fast muons and slow muons, respectively, $f_C(Z_t)$ the chemical compound factor, $f_D(Z_t)$ is the probability that the negative muon doest not decay in the K-shell before nuclear capture, $f^*({}^A Z)$ the effective probability for production of nuclide ${}^A Z$ after capture, ρ material density and δ penetration depth (ρ and δ are often assembled as one term $h = \rho\delta$). Relations (A.1-A.13) allow calculation of TCN production attenuation through ice. Fig. A.1 presents such results at sea-level and high-latitude for loosely compacted ice (ρ = 815 kg.m^{-3}), well-compacted ice (ρ = 916.7 kg.m^{-3}) and a mean value (ρ = 865.85 kg.m^{-3}). Production is almost inexistent under $\sim$ 15 m of ice. Parameter values used in our calculation are given in Table A.1.

Huss and Farinotti (2012) estimated ice thickness with a 25-m horizontal resolution for almost 200,000 glaciers worldwide. Their computation for the Bossons glacier provided insights on its ice thickness, which varies from 30 m near the front, sides and rock outcrops to almost 180 m at Grand Plateau and east to Pic Wilson (Figs. 1.1, A.2). The ice thickness distribution of Bossons glacier (Fig. A.3) shows that the majority of the glacier is over 30 m thick. Production rates should therefore be very low under the Bossons glacier.

Relatively high production rates ($\sim$ 1 at.g^{-1}.yr^{-1}) near glacial termini or rock outcrops may significantly impact TCN concentrations measured from subglacial stream sediments.

Using the ice thickness inferred by Huss and Farinotti (2012) and relations (A.1-A.13) allows calculation of present-day production rates under the Bossons glacier (Fig. A.4). If erosion rate was constant and if a single subglacial stream were to drain the entire subglacial catchement up to an elevation z_c, the measured concentration would be a mean production rate times exposure duration. Production rates from Fig. A.4 allow calculation of a mean ^{10}Be production rate $\bar{\Pi}$, with cut-off elevation z_c :

$$\bar{\Pi}(z_c) = \sum_{i=1}^{n(z_c)} \frac{\Pi_i}{n(z_c)} \tag{A.14}$$

with $n(z_c)$ the number of cell in the Huss and Farinotti (2012) model for a given cut-off elevation z_c and Π_i the production of the i-th cell.

Results of such calculations are shown in Fig. A.5. $\bar{\Pi}(z_c)$ peaks are related to glacier thining near its sides and rock outcrops. Mean production over the whole glacier is ~ 0.33 at.g^{-1}.yr^{-1}. Integrating this value over the Holocene ($\sim$ 12 kyr) yields a concentration of $3.96 \cdot 10^3$ at.g^{-1}.

Parameter	Value	Reference
Latitude	45.88°	this study
Ice density	865.85 kg.m^3	this study
$\Pi_{n,HLSL}$	4.33 ± 0.21 at.g^{-1}	Balco et al. (2008)
Λ_n	150 g.cm^{-2}	Braucher et al. (2003)
$\Lambda_{\mu,\text{slow}}$	1500 g.cm^{-2}	Braucher et al. (2003)
$\Lambda_{\mu,\text{fast}}$	5300 g.cm^{-2}	Braucher et al. (2003)
f_n	97.85%	Braucher et al. (2003)
$f_{\mu,\text{fast}}$	0.65%	Braucher et al. (2003)
$f_{\mu,\text{slow}}$	1.5%	Braucher et al. (2003)
$f_C(\text{SiO}_{2O})$	0.704	Heisinger et al. (2002a)
$f_D(\text{SiO}_{2O})$	0.1828	Heisinger et al. (2002a)
$f^*(^{10}\text{Be})$	0.43 ± 0.03 %	Heisinger et al. (2002a)

TABLE *A.1 – TCN production parameters.*

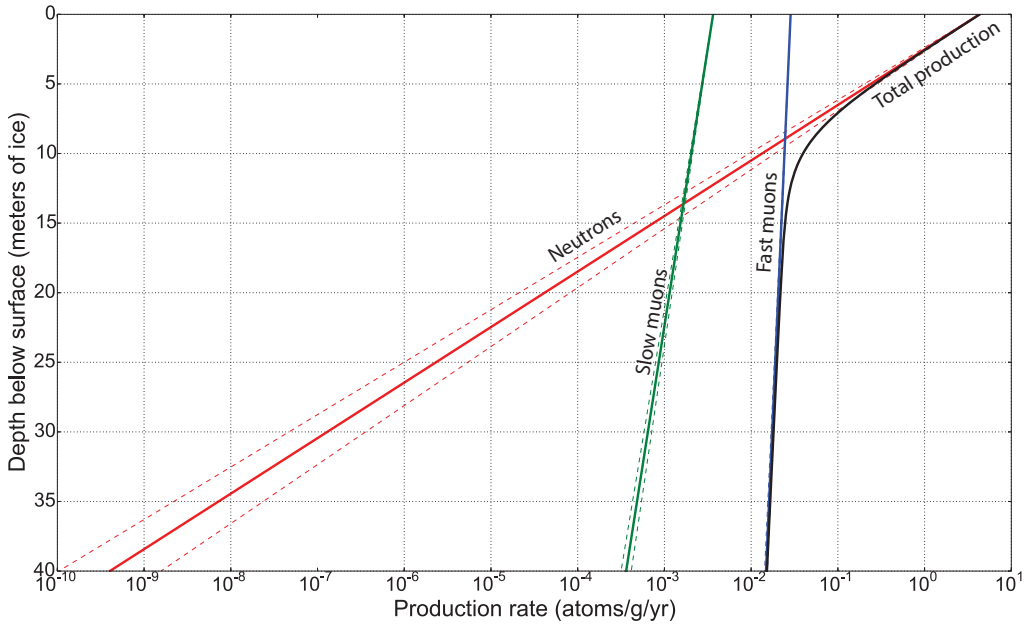


FIGURE *A.1 – ^{10}Be production rate under ice at sea-level and 45° latitude for loosely compacted ice ($\rho = 815$ $kg.m^{-3}$, upper dashed-line), well-compacted ice ($\rho = 916.7$ $kg.m^{-3}$, lower dashed-line) and a mean value ($\rho = 865.85$ $kg.m^{-3}$, solid line).*

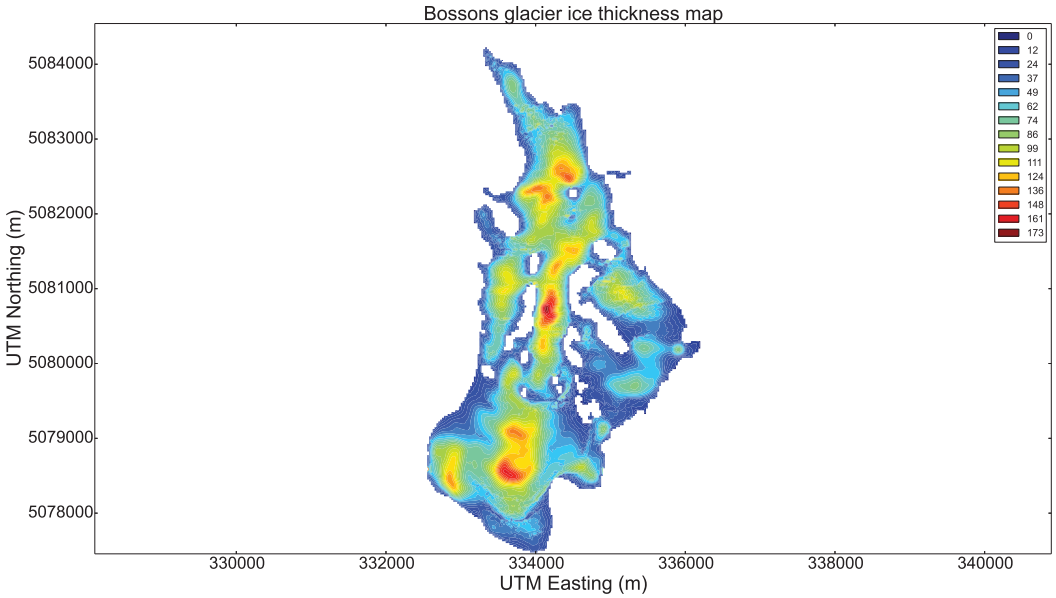


FIGURE *A.2 – Bossons glacier ice thickness calculated using output of Huss and Farinotti (2012) model. Ice thickness in m.*

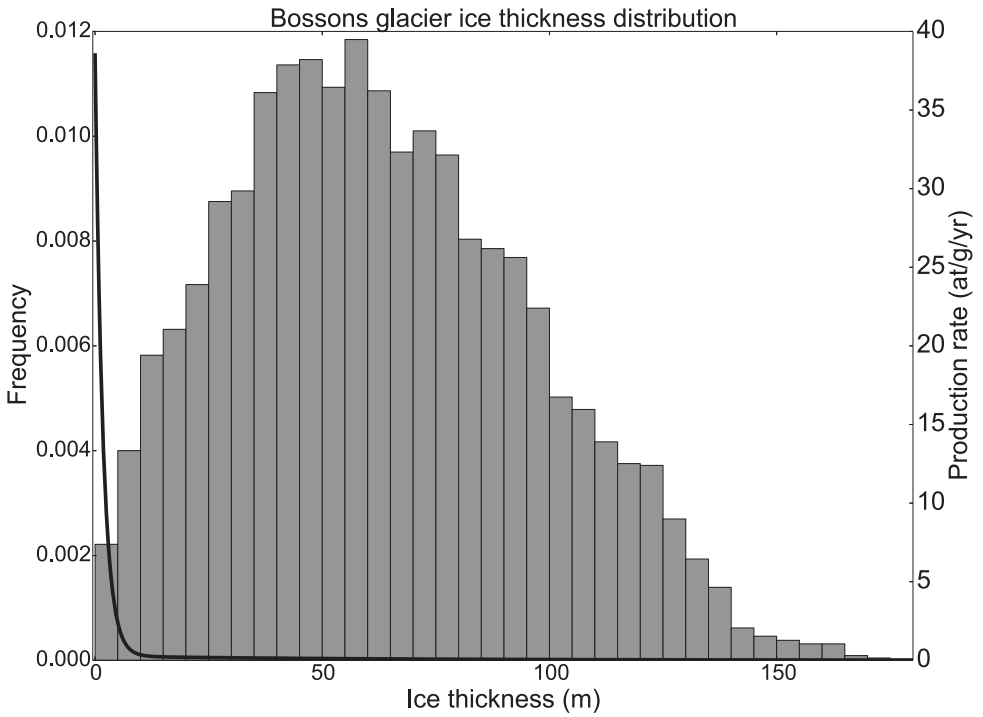


FIGURE *A.3 – Bossons glacier ice thickness distribution in 5 m bins. Solid line corresponds to total ^{10}Be production rate under ice at 2800 m asl and a latitude of* 45.88 °.

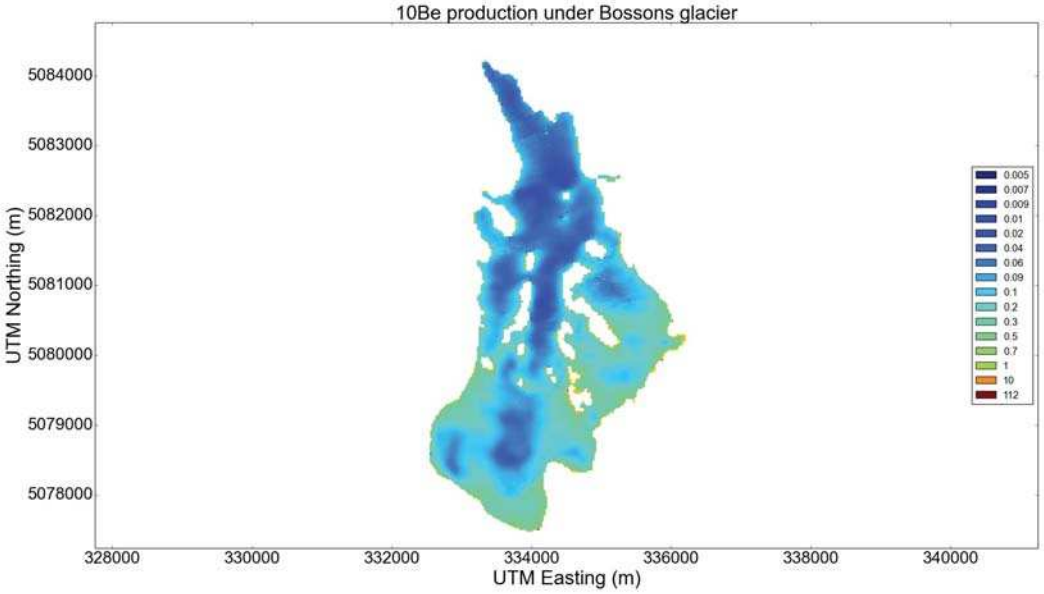


FIGURE *A.4 – ^{10}Be production under Bossons glacier calculated using thickness from the Huss and Farinotti (2012) model and relations (A.1-A.13). Production rates are given in at.g^{-1}.yr^{-1}.*

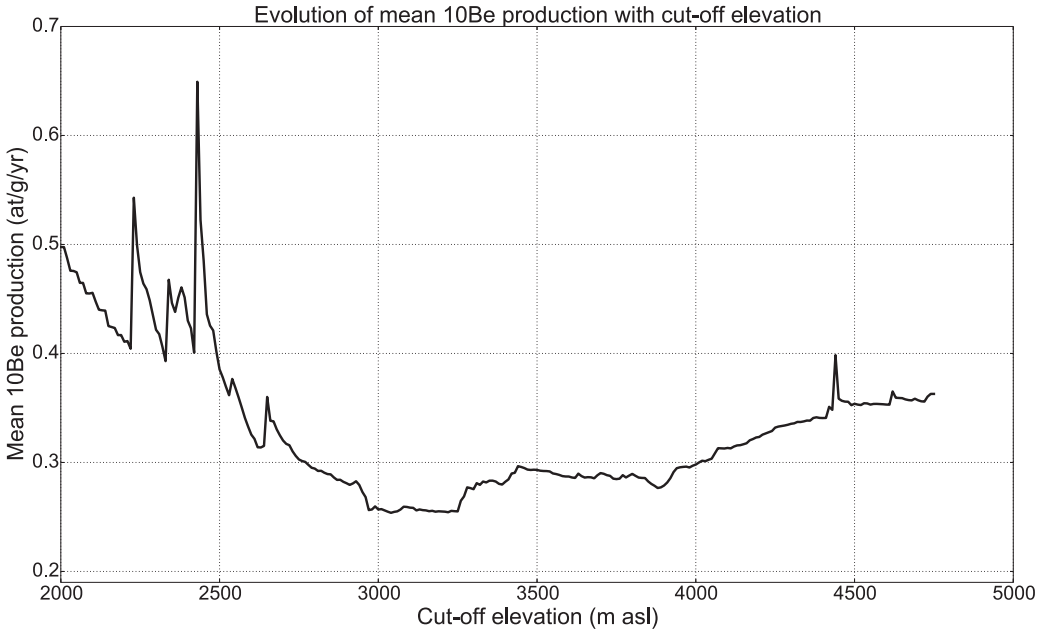


FIGURE *A.5 – Evolution of mean production in subglacial stream with cut-off elevation.*

Annexe B

Bases de données publiées sur le dépôt de données Pangaea

B.1 Grain size distributions within the proglacial area of the Bossons glacier (France)

Les annexes B.1.1 et B.1.2 et les données attenantes ont été mises à la disposition de la communauté sur le dépôt de données Pangaea (doi : 10.1594/PANGAEA.835991, Godon et al., 2014).

B.1.1 Grain size distributions within the proglacial area of the Bossons glacier (France)

This dataset presents grain size distributions within the Bossons glacier proglacial area. Bossons glacier is rapidly retreating and its proglacial area is deglaciated for $\sim$ 30 years. It is an intriguing location to study periglacial and proglacial erosion processes which requires to characterize proglacial sediments. Such characterization have been previously carried out by Maizels (1976).

Grain Size Distribution (GSD) of 13 proglacial sediment samples have been determined by in situ sieving and laser micro-granulometry in laboratory. Samples are located on a longitudinal profile of Bossons stream alluvial plain. In upstream part of the alluvial plain, volume occupied by the largest clast gives the sample volume needed for a reliable GSD analysis. Every GSD was performed on an active gravel bar except for Av3 which was carried out in a perenial and vegetalized one.

GSD on the whole area is coarse and mainly constituted by small and large pebbles ($\sim$ 40% of each sample). Silts are almost inexistent (2%). Gravels are generally less present than sands, respectively 8% and 12%. This lack of gravel is commonly observed and is explained by fracturation processes : particles coarser than 5 mm are mainly rock fragments disaggregating into monomineral grains which are inferior to 2mm (Maizels, 1976).

Straightforward GSD analysis shows a grain size reduction toward the outlet of the alluvial plain. From upstream to downstream, each granulometric class seems to follow the same general variations : sand particles increase from 6% upstream to 20% downstream whereas coarse pebbles decrease from 57% to 20%.

B.1.2 Grain size distributions of the suspended, saltation and bed loads of the Bossons stream (France)

This dataset presents sediment load grain size distributions of Bossons stream, one of the subglacial stream draining Bossons glacier meltwater. Bossons glacier is rapidly retreating and its proglacial area is deglaciated for $\sim$ 30 years. Within this area, Bossons stream flows through an alluvial plain with day-to-day morphological changes. It is an intriguing location to study periglacial and proglacial erosion processes which requires to characterize transported sediments. Since coarse particles are difficult to monitor in such alpine stream environment, this dataset focuses on fine grained particles in suspension load, saltation loadat 5 cm from bed and bedload.

Grain size analysis of suspended particles requires few grams of material. Ten L of water were sampled at the same location in Bossons stream on four summer days (July 2nd (n=5), July 16th (n=2), August 2nd (n=1) and August 3th 2010 (n=1)) and one flood event (June 10th 2010 (n=1)).

In 2009, a sediment trap constituted by a sole 1.5L-bottle was used to acquire 68 samples. The trap was pickep up every morning (9h00) and evening (20h00) between July 2nd and September 13th 2009. During 2010, the sediment trap was constituted by two 1L-bottles kept at 5 cm from bed by a metal rod (following Delft bottle principle). The trap was picked up every evering during spring and two times a day during summer totaling 238 samples.

Sediment trap for bedload was constituted by a 235x240 mm landing net with 3 mm mesh. Behind this net, a non-woven geotextile with a 0.1 mm mesh was set. Coarse particles were trapped in the first net whereas fine particles were sampled in the geotextile. This sampling system was installed on a wear and was able to monitor about one tenth of the stream width. Sampling was carried out in different hydrological conditions during 22 days from June to August 2011 totaling 92 samples.

After decantation, drying and weighting, Grain Size Distribution (GSD) of each samples has been determined by laser micro-granulometry. Some sample were analyzed twice to ensure data consistency. Only 12 bedload samples have been analyzed.

Suspended particles GSD is bimodal when sand can be transported, unimodal otherwise. The dominant mode is 18 µm. Saltating particles GSD is unimodal and dominant mode is always greater than 500 µm. Bedload particles GSD is slightly bimodal : a clear and dominant mode at 528 ± 84 µm and a less prominent one between 5 and 8 mm. Hence, on normal hydrological condition, suspended load, saltating load and bedload correspond respectively to silts, medium to coarse sands and medium to coarse sands together with granular gravels.

B.2 Sediment volume variations inferred from DGPS measurements within Bossons glacier proglacial area (Mont-Blanc massif, France)

Cette annexe et les données attenantes ont été mises à la disposition de la communauté sur le dépôt de données Pangaea (doi : 10.1594/PANGAEA.849218, Guillon et al., 2015c).

This dataset presents Differential Global Positioning System data (DGPS) acquired within the Bossons glacier proglacial area. Bossons glacier is a rapidly retreating glacier and its proglacial area is deglaciated for $\sim$ 30 years. Bossons stream is one of the outlets of the subglacial drainage system. It starts as a 800 m steep cascade reach, then flows through an area with gentler slope : the Plan des Eaux (PdE). PdE is a 300 m long, 50 m wide proglacial alluvial plain with an increasing channel mobility in the downstream direction but decreasing slope gradient and incision. As it may act a sediment trap, studying periglacial and proglacial erosion processes in the Bossons catchment requires to quantify PdE sediment volume evolution.

A several meter-sized block located within Bossons proglacial area was set up as GPS base : its location was measured by one antenna (Topcon Hyper Pro) by performing 600 consecutive measurements throughout one day. A second antenna (Topcon Hyper Pro) was then used to measure XYZ location of points in the proglacial area with a $\sim$ 2 m grid. Radio communication between the two antennas allowed differential calculations to be automatically carried out on field using the Topcon FC-250 hand controller. This methodology yields 3 cm XY and 1.5 cm Z uncertainties.

DGPS data have been acquired through 10 campaigns from 2004 to 2014; campaigns from 2004 to 2008 cover a smaller area than those from 2010 to 2014. Digital Elevation Model (DEM) have been interpolated from DGPS data and difference between two DEMs yields deposited and eroded volume within PdE. Maps of PdE volume variation between two campaigns show that incision mainly occurs in the upper and lower sections where as deposition dominates in the middle section. Deposition, denudation and net rate (deposition rate - denudation rate) are calculated by normalizing volumes by DEM areas.

Deposition dominates results with a net rate of 29 mm/yr. However, strong inter-annual variability exists and some years are dominated by denudation : - 36 mm/yr and - 100 mm/yr for 2006 and 2011, respectively. Nonetheless, oldest campaigns (2004 to 2008) were carried out on the lower part part of the alluvial plain and ruling them out to keep only complete DEM (2010 to 2014) yields a mean net rate of $\sim$15 mm/yr. This results is coherent with fieldwork observations of both strong deposition (e.g. flood deposits) and strong erosion (e.g. 30 cm incision) evidences. Bossons glacier proglacial area is thus dynamic with year-to-year geormorphological changes but may leans toward increasing its mean elevation through a deposition dominated system.

B.3 Hydro-sedimentary parameter measurements within the proglacial area of the Bossons glacier (France)

Cette annexe et les données attenantes ont été mises à la disposition de la communauté sur le dépôt de données Pangaea (doi : 10.1594/PANGAEA.848151, Guillon et al., 2015b). Trois figures présentant les courbes de calibrations ont été ajoutées (Fig. B.1-B.3).

This dataset presents hydro-sedimentary data within the Bossons glacier proglacial area. Bossons glacier is rapidly retreating and its proglacial area is deglaciated for $\sim$ 30 years. It is an intriguing location to study periglacial, proglacial and subglacial erosion processes which requires estimating Total Dissolved Solid (TDS) and Total Suspended Solid (TSS) concentrations, and discharge. Measurements were performed at three distinct locations within Bosson glacier watershed : Bossons downstream (BDS), Bossons upstream (BUS) and Crosette (CRO). The latter is located at the glacier termini whereas BDS and BUS stations are farther downstream from the glacier, at 1.5 and 1.15 km, respectively

In 2009, TSS and electrical conductivity (EC) data were collected at BDS from July 1st to September 13th (75 days) by hand-made measurements every hour between 09h00 and 20h00 and by an automatic sampler (VIGILANT) every hour between 20h00 and 08h00. In 2010, TSS and EC data were collected at BDS from May 3rd to September 17th (137 days). From May 3rd to June 30th, data were acquired by hand-made measurements every 2 hours between 09h00 and 20h00 and by an automatic sampler (VIGILANT) every 2 hours between 20h00 and 08h00. From July 1st 2010, data were collected every 3 hours by an automatic sampler (ISCO 3700). Each TSS sample was filtered with a void pump on preweighted filter made of glass microfiber Whatman (pore size 0.45 μm). Filter were dried, then took into oven and weighted again at the laboratory.

From July 1st to August 27th 2009, water height was measured on a scale every hour between 09h00 and 21h00. From August 27th 2009 to May 3rd 2010, then from October 22th 2010 to June 4th 2013, a pressure sensor (OTT Orpheus Mini) measured water level at the same location. Discharges between between May 3rd 2010 and September 17th 2010 were estimated from the empirical relation :

$$Q = 58.83 \cdot \sigma^{-1.292}$$
$$(R^2 = 0.9448,\ n = 1750)$$

where Q is the discharge in TDS in $\mathrm{m}^{-3}.\mathrm{s}^{-1}$ and σ is the EC in $\mu\mathrm{S.cm}^{-2}$.

Since 2011 a Campbell Scientific CR-800 logger is installed at BDS with a OBS-3+ turbidity sensor and a CS547A conductivy/temperature sensor with $\pm$2% or 0.5 NTU (whichever the greater), and $\pm$5 % accuracies, respectively. A CS450 water height probe with a $\pm$0.1 % accuracy was added to the logger during June 2013 and the OTT Orpheus probe was retired.

Since June 26th 2013, a Campbell Scientific CR-800 logger is installed at CRO location with with a OBS-3+ turbidity sensor, a CS450 water height probe and a CS547A conductivy/temperature sensor with $\pm$2% or 0.5 NTU (whichever the greater), $\pm$0.1 % and $\pm$5 % accuracies, respectively. At the same period, data teletransmission was set up both for CRO

and BDS stations allowing day-to-day monitoring. Missing data during some winter month are linked to snow covering the solar pannel of the station, leading to power loss.

From May 6th to October 17th 2013, a Campbell Scientific CR-200 logger has been installed at BUS with a OBS-3+ turbidity sensor (same accuracy as above). Due to memory issues, data were lost between July 31st and August 24th.

Using rating curves, available direct measurements of EC, turbidity and water level can be used to estimate TDS, TSS and discharge, respectively. It is important to bear in mind that rating curves are a trade-off between direct, low frequency and indirect, high frequency measurements. Additionnaly, extreme values are often under-represented and estimations outside of the initial range of the calibration measurements are to be taken with caution. Anytime doubts arised about probe being clogged, frozen or fonctionning abnormally, data were cleaned accordingly.

Joint measurements of ionic content and conductivity were performed between May and September 2010 (covering low and high flow conditions). TDS measurements range from 2 to 22 mg.L^{-1} and conductivity measurements range from 6 to 55 μS.cm^{-2}. Data analysis gave the following relationship for TDS concentration :

$$[\text{TDS}] = 0.656\,\sigma + 0.0725$$
$$(R^2 = 0.9874,\ n = 74)$$

where [TDS] is the concentration in TDS in mg.L^{-1} and σ is the EC in μS.cm^{-2}.

Joint measurements of TSS concentration and turbidity performed between July 17th 2011 and August 24th 2011 (covering low and high flow conditions). TSS measurements range from 0.001 to 0.57 g.L^{-1} and turbidity measurements range from 11 to 153 NTU. Data analysis gave the following relationship for TSS concentration :

$$[\text{TSS}] = 0.002405\,T - 0.035098$$
$$(R^2 = 0.3633,\ n = 78)$$

where [TSS] is the concentration in TSS in g.L^{-1} and T in the turbidity in NTU. The rather low R^2 is counter-balanced by constrained confidence intervals on the slope of the relationship ; t test value : 11.928 >> critical value.

Since turbidity measurements lower than 14.59 NTU have to be discarded from the dataset when using the previous relationship, a second fit was performed using turbidity data less or equal to 40 NTU and yielded the following relation :

$$[\text{TSS}] = 2.579\,10^{-6}\,T^{2.78}$$
$$(R^2 = 0.9706,\ n = 71)$$

To ensure continuity, the relations are applied above and below, respectively, the intercept of the two curves : 17.806 (Fig. B.1). These relations account for 78.5% and 21.5% of the dataset, respectively.

Material in the Crosette and Bossons stream are tought to have the same chemical and light scattering properties and the TSS and TDS rating curves were applied both at BDS, BUS and CRO .

Throughout the year 2009, 11 estimations of the discharge were carried out using salt dilution (n=16) or mechanical flow-meter (n=4) methods. The salt dilution gauging is based upon mass conservation and requires only to measure the mass of injected salt and the conductivity (Hudson and Fraser, 2005). The mechanical estimation was performed using an OTT C2 current meter (propeller 2, 50 mm diameter) and an OTT Z400 digital counter. Each time, at least 5 velocity profiles were measured and discharge was evaluated from 12 to 38 points (mean : 20 points) during flow conditions ranging from 0.006 to 0.567 $m^3.s^{-1}$.

Analysis of these data stemed the following relationship (Fig. B.2) :

$$Q = 2.917 \cdot 10^{-4} \cdot (H - 11.9)^{2.2787}$$
$$(R^2 = 0.9567,\, n = 11)$$

where H is the water level measured on the scale (in cm) and Q, discharge (in $m^3.s^{-1}$). Water level measurements lower than 11.9 cm have to be discarded from the dataset. The scale was set up in a stable environment (banks stabilized by boulders) and this rating curve was use to estimate discharge each year (2009-2014).

Flow condition at CRO measurement station are turbulent and prevent using a current meter. 15 discharges estimations were performed August 1st (n=9) and 18th October 2013 (n=6) (covering low and high flow conditions). Discharge was estimated following the dry injection methodology described in 2005. Laboratory calibration between conductivity and salt concentration yields a concentration factor of ~ 0.49. Conductivity was measured every seconds using a Campbell CR10X logger with a 247-L conductivy probe and injected salt masses were pre-weighted in the laboratory.

Analysis of the data yielded the following relationship (Fig. B.3) :

$$Q = 0.06532 \exp\{(\} 0.03823\, H)$$
$$(R^2 = 0.9955,\, n = 15)$$

where H is the water level measured on the scale (in cm) and Q, discharge (in $m^3.s^{-1}$).

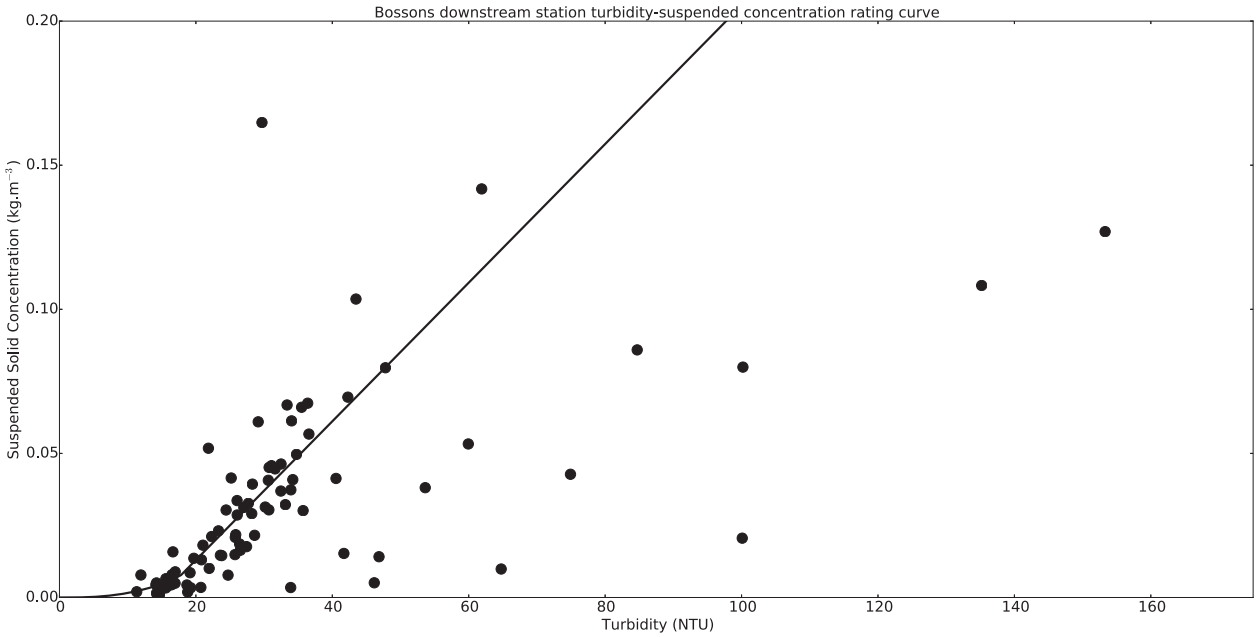


FIGURE *B.1 – Bossons downstream station turbidity-suspended concentration rating curve.*

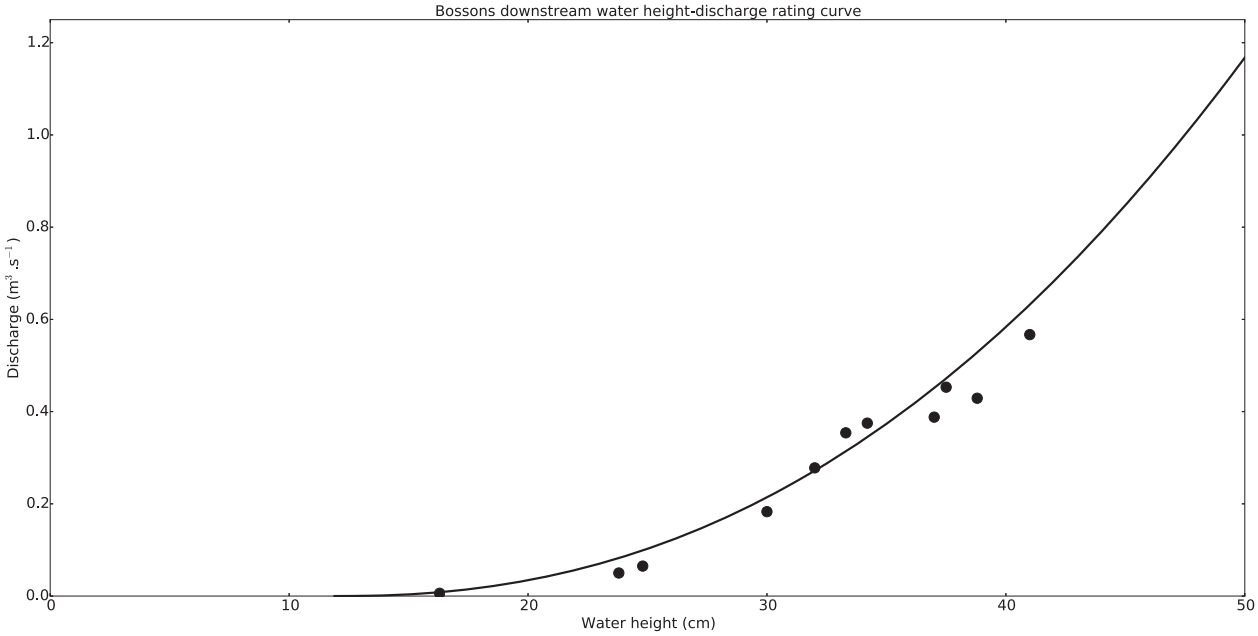


FIGURE *B.2 – Bossons downstream water height-discharge rating curve.*

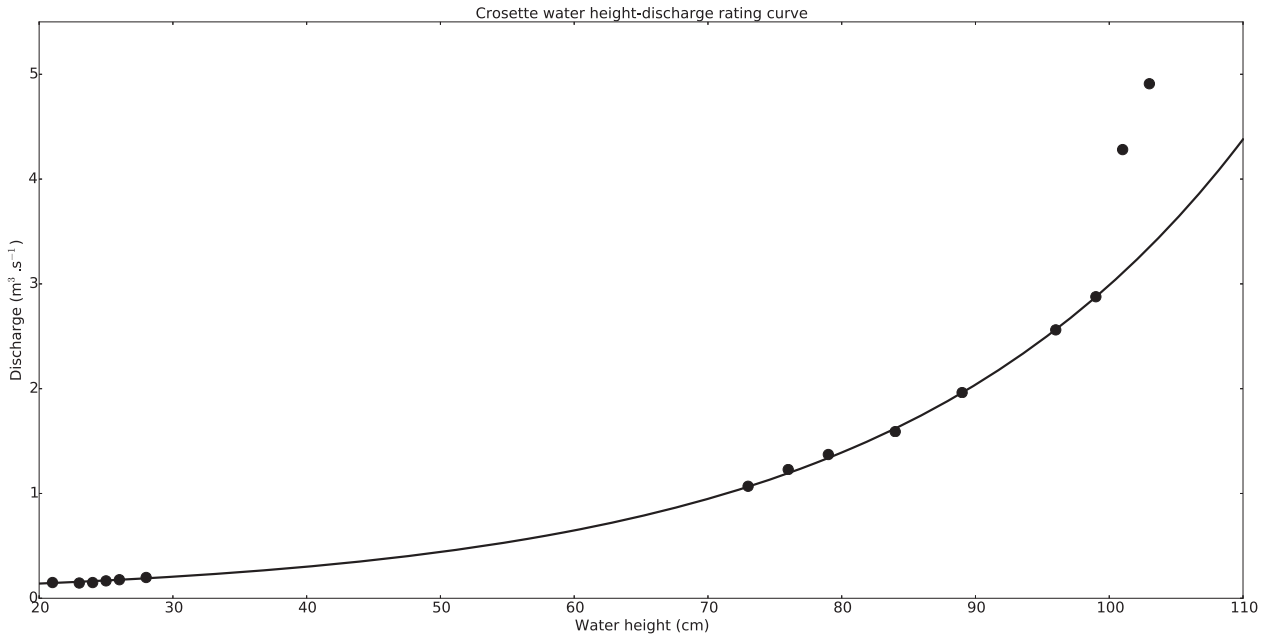


FIGURE *B.3 – Crosette water height-discharge rating curve.*

Annexe C

Développements méthodologiques pour l'exploitation des données hydro-sédimentaires

C.1 Eléments de statistique et probabilité

Cette annexe expose quelques principes de base en statistique. De nombreux ouvrages de statistique couvrent la théorie mathématique des probabilités et des statistiques de manière bien plus complète ; quelques exemples récents : McKillup and Dyar (2010); Feigelson and Babu (2012); Wall and Jenkins (2012); Bonamente (2013). Enfin, l'ouvrage de Feller (1968, 1971) est un classique.

C.1.1 Loi de probabilité, fonction de répartition et densité de probabilité

On mesure au cours d'une expérience quelconque une variable aléatoire X. Cette dernière prend ses valeurs dans l'univers Ω qui décrit toutes les valeurs possibles de X résultant de l'expérience. Pour l'issue expérimentale A, la probabilité $P(A)$ correspond à la probabilité que X soit contenu dans le sous-ensemble A de Ω. La loi de probabilité pour X correspond à l'ensemble des probabilités pour chaque issue possible pour X et une approche pour définir $P(A)$ est :

$$P(A) = \lim_{N_{tot} \to \infty} \frac{N(X \in A)}{N_{tot}}$$

X peut être une variable discrète (e.g. lancer de dés) ou continue (e.g. durée de vie d'une particule). La loi de probabilité $P(X)$ peut être décrite par une fonction continue toujours croissante (i.e. monotique) $F(X)$ telle que $F(X) = P(X \leq x)$ avec $x \in \Omega$. Si $\Omega = [x_0, x_\infty]$: $F(x_0) = P(X \leq x_0) = 0$ (i.e. il n'y aucune chance que X soit en dehors de Ω. D'autre part,

$F(x_\infty) = P(X \leq x_\infty) = 1$ (X est obligatoirement contenu dans Ω). $F(x)$ est la fonction de répartition de la loi de probabilité $P(X)$ ou cdf (*cumulated density function*).

La fonction $f(x)$ qui décrit la probabilité que X appartienne à $[x, x+dx]$, $P(X \in [x, x+dx])$, est donnée par la différence entre la probabilité que $x \leq x + dx$ et $x \leq x$ normalisée par la longueur de l'intervalle : $P(X \in [x, x + dx])/dx$. Cette quantité correspond à l'aire sous la courbe de la fonction $F(X)$ tel que :

$$f(x) = \frac{dF(X)}{dx} \text{ et } \int_\Omega f(x)dx = 1.$$

$f(x)$ est la densité de probabilité ou pdf (*probability density function*) de la loi de probabilité $P(X)$. Enfin, $f(x)$ et $F(x)$ correspondent respectivement aux limites des histogrammes en fréquence des valeurs et des valeurs cumulés de Ω.

Une distribution statistique est la description mathématique d'une loi de probabilité et peut être définie par sa fonction de répartition ou par sa fonction de densité. Ces dernière prennent la forme de fonctions $F(x)$ et $f(x)$ dépendant de zéro (e.g. distribution uniforme) ou plusieurs paramètres $\theta_1, ...\theta_N$, $f(x; \theta_1, ...\theta_N)$. Les paramètres se définissent comment étant :

- un paramètre de localisation (ou position), μ, qui permet de déplacer l'origine de la fonction : $f(x; \mu) = f(x - \mu)$ (e.g. moyenne de la distribution normale)
- un paramètre d'échelle, σ , qui détermine la dispersion de la distribution : $f(x; \sigma) = f(x/\sigma)/\sigma$ (e.g. déviation standard de la distribution normale)
- un paramètre de forme, k, α, qui correspond à tout paramètre n'étant ni un paramètre de localisation ou d'échelle.

Par soucis de simplicité, toutes les distributions présentées dans ce travail sont reportées dans la Table C.1.

C.1.2 Tests statistiques

C.1.2.1 Niveau de signification et puissance d'un test statistique

Un test statistique oppose une hypothèse nulle, H_0, et une hypothèse alternative, H_1. Le critère du test t permet d'accepter ou de rejeter H_0 en fonction d'un paramètre critique t_c. L'acceptation ou le rejet de l'hypothèse nulle n'est toutefois valide que pour un seuil de signification donné, α, correspondant à un certain niveau de confiance, $1 - \alpha$ (Fig. C.1). En toute rigueur, seuil de signification et niveau de confiance doivent être choisi avant d'effectuer le test. Le seuil de signification correspond à la probabilité d'obtenir un vrai négatif, c'est-à-dire que l'hypothèse nulle soit rejetée alors qu'elle est vraie : α correspond à l'aire sous la courbe de l'hypothèse nulle H_0 situé au delà du seuil critique t_c (Fig. C.1). Un seuil de signification trop haut génère donc plus de vrais négatifs (Fig. C.1). Cependant, choisir un seuil de signification trop bas, augmente la quantité de faux positifs β, c'est-à-dire que l'hypothèse nulle soit acceptée alors qu'elle est fausse (Fig. C.1). β correspond à l'aire sous la courbe de l'hypothèse alternative H_1 situé en deça du seuil critique t_c (Fig. C.1). Enfin, un test statistique

Distribution	Densité de probabilité	Paramètres	Support
Cauchy	$\frac{1}{\pi(1+x^2)}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Chi-2	$\frac{1}{2^{k/2}\Gamma(k/2)} x^{\frac{k}{2}-1} \exp\{-\frac{x}{2}\}$	k	$[0, +\infty)$
Exponentielle	$\exp\{-x\}$	μ, σ	$[0, +\infty)$
Exponentielle-puissance	$k\, x^{k-1} \exp\left\{1 + x^k - \exp\left\{x^k\right\}\right\}$	μ, σ, k	$[0, +\infty)$
Exponentielle-Weibull	$\alpha\,(1 - \exp\left\{-x^k\right\})^{\alpha-1} \cdot k\, x^{k-1} \exp\left\{-x^k\right\}$	μ, σ, k, α	$[0, +\infty)$
Gamma	$\frac{x^{k-1}\exp\{-x\}}{\Gamma(k)}$	μ, σ, k	$[0, +\infty)$
Gumbel left	$\exp\{x - \exp\{x\}\}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Gumbel right	$\exp\{-x + \exp\{-x\}\}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Laplace	$\frac{1}{2}\exp\{-\lvert x\rvert\}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Log-normale	$\frac{1}{x\sqrt{2\pi}} \exp\left\{\frac{-(\log\{x\})^2}{2}\right\}$	μ, σ	$(0, +\infty)$
Maxwell	$\sqrt{\frac{2}{\pi}} x^2 \exp\left\{-\frac{x^2}{2}\right\}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Normal	$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left\{\frac{-(x)^2}{2}\right\}$	μ, σ	$(-\infty, +\infty)$
Puissance	kx^{k-1}	μ, σ, k	$[0, +\infty)$
Puissance - log-normale	$\frac{k}{\alpha x}\phi\left(\frac{\log\{x\}}{\alpha}\right)\Phi\left(\frac{\log\{x\}}{\alpha}\right)^{k-1}$	μ, σ, k, α	$(0, +\infty)$
Rayleigh	$x \exp\left\{-\frac{x^2}{2}\right\}$	μ, σ	$(0, +\infty)$
Weibull	$k\, x^{k-1} \exp\left\{-x^k\right\}$	μ, σ, k	$(0, +\infty)$

ϕ est la fonction de densité de la distribution normale.

Φ est la fonction de répartition de la distribution normale.

$f(x; \mu, \sigma, \theta_1, ..., \theta_N) = f(\frac{x-\mu}{\sigma}; \theta)/\sigma$

Γ est la fonction gamma.

TABLE *C.1 – Forme standardisée des distributions statistiques utilisées.*

est caractérisé par sa puissance définie comme étant $1 - \beta$, autrement dit la probabilité de ne pas avoir de faux positifs et de prendre une décision correcte. Les valeurs de seuils de signification de 0.01, 0.05 et 0.1 sont fréquemment rencontrés dans la littérature et la valeur de 0.05 s'est imposée arbitrairement comme étant la valeur standard.

C.1.2.2 Valeur-p

Un test statistique permet de tester une hypothèse nulle contre une hypothèse alternative, mais il n'est pas possible de déterminer strictement si l'une ou l'autre est vraie. Il est cependant possible de déterminer laquelle des deux est la plus plausible. La valeur-p quantifie la force de l'hypothèse nulle par rapport à l'hypothèse alternative en terme de probabilité. Elle est

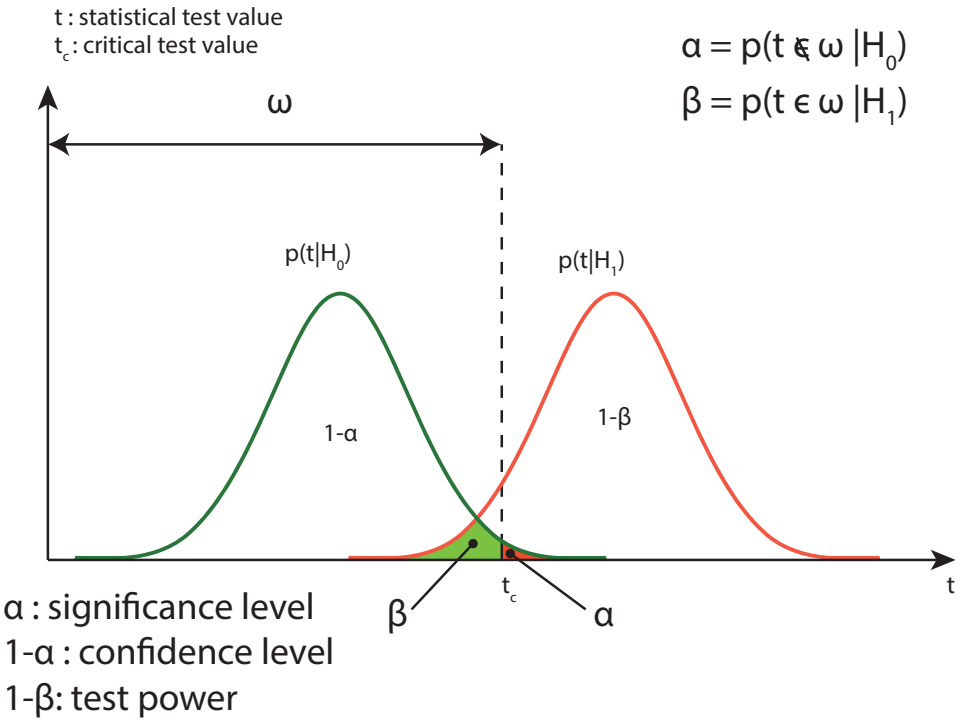


FIGURE *C.1 – Seuil de signification, niveau de confiance et puissance d'un test statistique.*

calculée en localisant la valeur obtenue du test statistique dans la distribution théorique des valeurs du test. La valeur-p n'est pas la probabilité que l'hypothèse nulle soit vraie ou fausse ; elle correspond à la probabilité d'obtenir un résultat du test statistique au moins aussi bon, si ce dernier était réitéré sur un nouveau set de données acquis avec une méthodologie identique au set de données itiniales. Elle peut être également interpretée comme un critère permettant de savoir à quel point l'hypothèse nulle décrit correctement les données. L'interprétation de la valeur-p dépend de la manière dont est construit le test statistique en terme d'hypothèse nulle ou alternative ; dans le cas du test de Kolmogorov-Smirnov, une forte valeur-p indique que les données sont cohérentes avec l'hypothèse nulle.

C.1.2.3 Test de Kolmogorov-Smirnov

Le test de Kolmogorov-Smirnov permet de quantifier l'écart existant entre une distribution statistique et un set de donnée. Le test calcule la distance maximale D entre la fonction de répartition empirique des données et la fonction de répartition théorique de la distribution statistique testée (Fig. C.2). L'hypothèse nulle du test est que le set de n données est extrait de la distribution statistique testée. Cette hypothèse nulle est acceptée si D est inférieur à une valeur critique $D_c = K_\alpha/\sqrt{n}$:

$$H_0 \text{ acceptée si : } D < D_c = \frac{K_\alpha}{\sqrt{n}}$$

Significance level	$\sqrt{n}D$ critical value (K_α)
0.1	1.22
0.05	1.36
0.01	1.63
0.005	1.73
0.001	1.95

TABLE *C.2 – Kolmogorov-Smirnov test critical values.*

Dans les Chapitre 5 et 4, les sets de données utilisés diffèrent par le nombre d'éléments n. Pour faciliter la comparaison des résultats, les valeurs du test sont corrigées de $\sqrt{n}$ et comparées à K_α ; dans ce cas :

$$H_0 \text{ acceptée si : } \sqrt{n}D < K_\alpha$$

K_α dépend du seuil de signification est donnée par des tables. On notera que pour $n > 35$ et pour les valeurs de α de 0.1, 0.05 et 0.01, K_α vaut respectivement 1.22, 1.36 et 1.63 (Table C.2). La valeur arbitraire mais la plus commune de seuil de signification est $\alpha = 0.05$ aussi les résultats des tests de Kolmogorov-Smirnov corrigés de la taille de l'échantillon, $\sqrt{n}D$, seront à comparer avec une valeur de $K_\alpha = 1.36$.

C.1.3 Estimation de paramètre

Les paramètres des distributions statistiques présentes dans cette thèse sont estimées par la méthode du maximum de vraisemblance (MLE : *Maximum Likelihood Method*). Cette méthode consiste pour une densité de probabilité $f(x, \theta)$ et un set $\mathbf{x} = x_1, ..., x_N$ de données à tester toutes les valeurs de θ possible pour trouver celle qui est la plus probable pour décrire $\mathbf{x}$. On définit pour cela la vraisemblance $\mathcal{L}(\mathbf{x}; \theta)$ telle que :

$$\mathcal{L}(\mathbf{x}; \theta) = \prod_i^n f(x_i, \theta)$$

Cette quantité est maximale lorsque le paramètre θ décrit le mieux les données (Fig. C.3). En pratique, il est plus aisé de calculer le logarithme de cette quantité afin notamment de transformer le produit en somme. De surcrôit, la recherche d'un minimum étant plus rapide que celle d'un maximum, la méthode du MLE utilise fréquemment l'opposé du logarithme de la vraisemblance (*negative log-likelihood*) :

$$-\log\{\mathcal{L}(\mathbf{x}; \theta)\} = -\sum_i^n \log\{f(x_i, \theta)\}$$

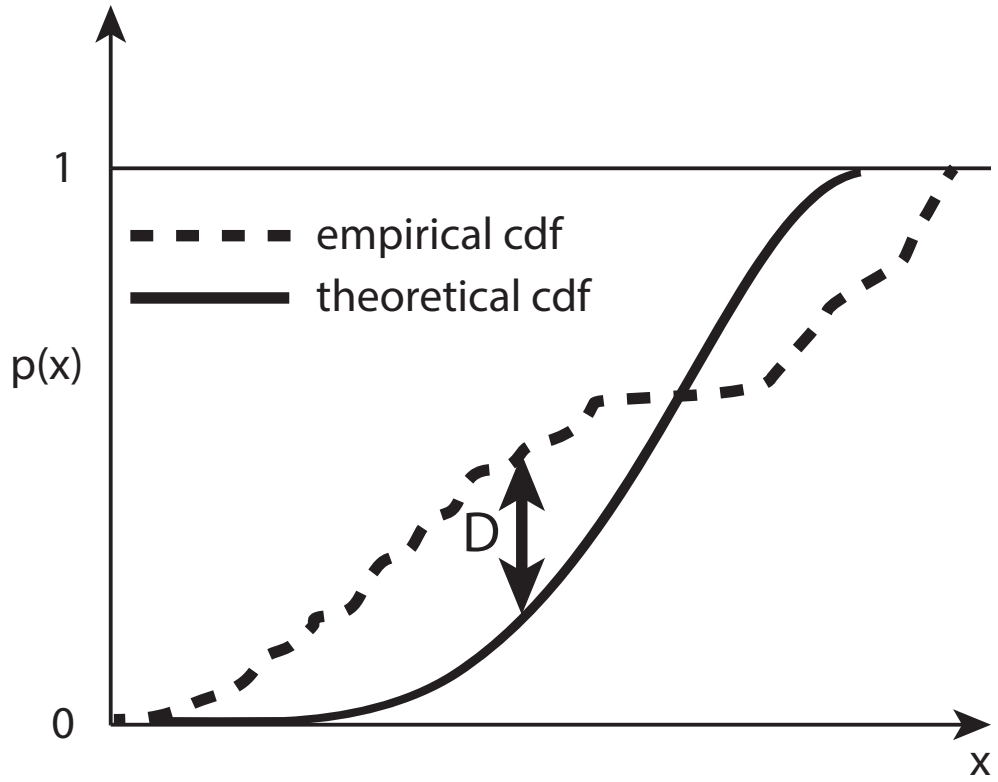


FIGURE *C.2 – Test de Kolmogorov-Smirnov. cdf : fonction de répartition (*cumulated density function*).*

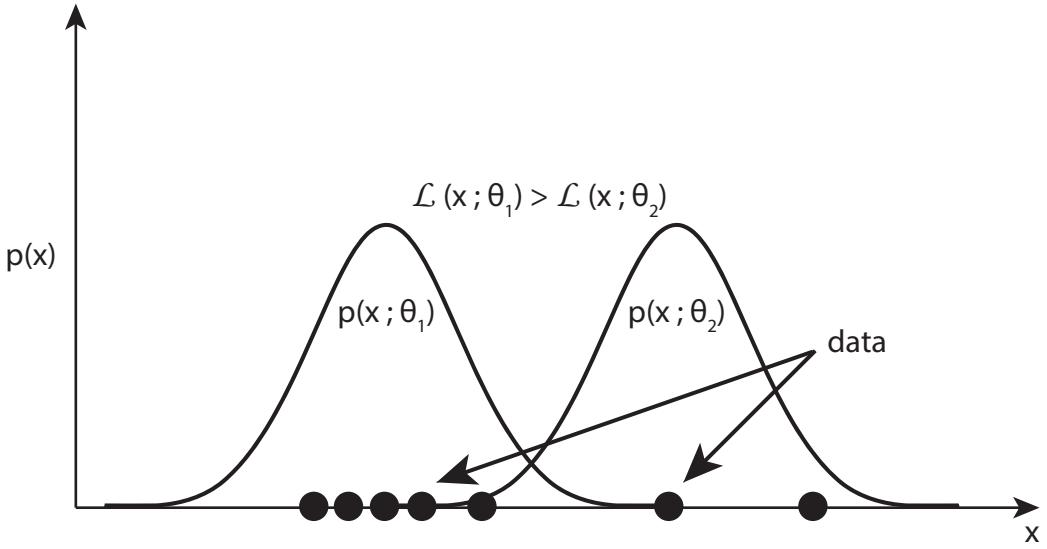


FIGURE *C.3 – Méthode du maximum de vraisemblance (MLE).*

C.2 Uncertainty estimation

Evaluating implications of a quantitative result is closely linked to estimating its uncertainty. In the particular process of calculating catchment scale erosion rate from river load, uncertainties propagate from rating curve data to catchment surface evaluation. Each step in between require careful error and uncertainty analysis.

C.2.1 Background on estimating uncertainty and error propagation

Let z be a random variable depending on a set of random variables $u, v, ...$so that : $z = f(u, v, ...)$. That is that u, v and z are described by a random distribution.S This distribution is often a Gaussian or normal distribution that is described only by two parameters : its mean, μ, which indicates where is located the distribution, and its standard deviation, σ, which indicates how broad is the distribution. The Taylor's expansion of f is :

$$f(u, v...) = \underbrace{f(\mu_u, \mu_v, ...)}_{\mathrm{E}[z]=\mu_z} + (u - \mu_u)\frac{\partial f}{\partial u}\Big|_{\mu_u} + (v - \mu_v)\frac{\partial f}{\partial v}\Big|_{\mu_v} + ... \\ + \mathcal{O}(u - \mu_u)^2 + \mathcal{O}(v - \mu_v)^2 + ... \tag{C.1}$$

The variance $\mathrm{Var}[z]$ of z (i.e the square of standard deviation σ_z) is defined by :

$$\mathrm{Var}[z] = \mathrm{E}[(z - \mathrm{E}[z]^2] \tag{C.2}$$

which can be rewritten using the Taylor's expansion :

$$\mathrm{Var}[z] = \sigma_z^2 \simeq \sigma_u^2 \frac{\partial f}{\partial u}\Big|_{\mu_u}^2 + \sigma_v^2 \frac{\partial f}{\partial v}\Big|_{\mu_v}^2 + 2\,\mathrm{Cov}[uv]\frac{\partial f}{\partial u}\Big|_{\mu_u}\frac{\partial f}{\partial v}\Big|_{\mu_v} + ... \tag{C.3}$$

if u and v have a null covariance, this leads to the infamous error propagation formula :

$$\sigma_z \simeq \sqrt{\sigma_u^2 \frac{\partial f}{\partial u}\Big|_{\mu_u}^2 + \sigma_v^2 \frac{\partial f}{\partial v}\Big|_{\mu_v}^2} \tag{C.4}$$

In the following, we apply this formula to the different aspect of our work in order to provide a rigorous uncertainty estimation.

A variable x_i is from our data. A variable without indice is a parameter estimate. Both have a standard deviation that we have to take into account in order to estimate uncertainty on the final results.

C.2.2 Measurement uncertainties

C.2.2.1 Crosette station discharge uncertainty

Stage-discharge relationship for Crosette station (CRO) has been built upon data from salt gauging measurements.

For every value of Q_i of our dataset, we intend to calculate σ_{Q_i}. The stage-discharge relationship at CRO is given by :

$$Q_i = a \exp\{h_i b\} \tag{C.5}$$

where, a, h and b are random variables. Partial derivatives are :

$$\begin{aligned}
\frac{\partial Q_i}{\partial a} &= \exp\{h_i b\} \\
\frac{\partial Q_i}{\partial h_i} &= ab \exp\{h_i b\} \\
\frac{\partial Q_i}{\partial b} &= ah \exp\{h_i b\}
\end{aligned}$$

Applying (C.4) gives :

$$\begin{aligned}
\sigma_{Q_i}^2 &= \sigma_a^2 \exp\{2h_i b\} + \sigma_{h_i}^2 (ab)^2 \exp\{2h_i b\} + \sigma_b^2 (ah_i)^2 \exp\{2h_i b\} \\
\frac{\sigma_{Q_i}^2}{{Q_i}^2} &= \frac{1}{a^2 \exp\{2h_i b\}} \left[\sigma_a^2 \exp\{2h_i b\} + \sigma_{h_i}^2 (ab)^2 \exp\{2h_i b\} + \sigma_b^2 (ah_i)^2 \exp\{2h_i b\}\right] \\
\frac{\sigma_{Q_i}^2}{{Q_i}^2} &= \frac{\sigma_a^2}{a^2} + \sigma_{h_i}^2 b^2 + \sigma_b^2 {h_i}^2 \\
\sigma_{Q_i} &= Q \sqrt{\frac{\sigma_a^2}{a^2} + \sigma_{h_i}^2 b^2 + \sigma_b^2 {h_i}^2}
\end{aligned}$$

Since we only know σ_{h_i}/h_i, the previous equation is written :

$$\sigma_{Q_i} = Q_i \sqrt{\frac{\sigma_a^2}{a^2} + \frac{\sigma_{h_i}^2}{{h_i}^2} {h_i}^2 b^2 + \sigma_b^2 {h_i}^2} \tag{C.6}$$

where h_i is back-calculated from :

$$h_i = \frac{1}{b} \log\left\{\frac{Q_i}{a}\right\} \tag{C.7}$$

C.2.2.2 Bossons downstream station discharge uncertainty

Bossons downstream station (BDS) stage-discharge relationship has been estimated as :

$$Q_i = a(h-b)^c \tag{C.8}$$

where, a, h and c are random variables. b is a fixed coefficient with $b = 11.9$. Partial derivatives are :

$$\frac{\partial Q_i}{\partial a} = (h_i - b)^c$$
$$\frac{\partial Q_i}{\partial h_i} = ac(h_i - b)^{c-1}$$
$$\frac{\partial Q_i}{\partial c} = a(h_i - b)^c \log\{h_i - b\}$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{Q_i} = \sqrt{\sigma_a^2 (h_i - b)^{2c} + \sigma_{h_i}^2 (ac(h_i - b)^{c-1})^2 + \sigma_c^2 (a(h_i - b)^c \log\{h_i - b\})^2} \tag{C.9}$$

Since we only know $\sigma_{h_{ii}}/h_{ii}$, the previous equation is written :

$$\sigma_{Q_i} = \sqrt{\sigma_a^2 (h_i - b)^{2c} + \frac{\sigma_{h_i}^2}{{h_i}^2} (h_i\, ac(h_i - b)^{c-1})^2 + \sigma_c^2 (a(h_i - b)^c \log\{h_i - b\})^2} \tag{C.10}$$

where h_i is back-calculated from :

$$h_i = \left(\frac{Q_i}{a}\right)^{\frac{1}{c}} + b \tag{C.11}$$

C.2.2.3 Suspended Sediment Concentration uncertainty

Suspended sediment concentration (SCC) are computed from two formulae :

$$SSC_i = aT_i^b \text{ if } T < T_c \tag{C.12}$$
$$SSC_i = a'T_i + c \text{ if } T >= T_c \tag{C.13}$$

with $T_c \simeq 17.8$ NTU and where T_i, a, b, a' and c are random variables.

Partial derivatives for (C.12) are :

$$\frac{\partial SSC_i}{\partial a} = T_i^b$$

$$\frac{\partial SSC_i}{\partial T} = abT_i^{b-1}$$
$$\frac{\partial SSC_i}{\partial b} = aT_i^b \log\{T_i\}$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{SSC_i} = \sqrt{\sigma_a^2 \, (T_i^b)^2 + \sigma_{T_i}^2 \, (abT_i^{b-1})^2 + \sigma_b^2 \, (aT_i^b \log\{T_i\})^2} \tag{C.14}$$

Partial derivatives for (C.13) are :

$$\frac{\partial SSC_i}{\partial a'} = T$$
$$\frac{\partial SSC_i}{\partial T} = a$$
$$\frac{\partial SSC_i}{\partial c} = 0$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{SSC_i} = \sqrt{\sigma_a'^2 \, T_i^2 + \sigma_{T_i}^2 \, a'^2} \tag{C.15}$$

Relations (C.14) and (C.15) are applied in function of T_c. As for other relations, we may only know only the relative uncertainty σ_T/T_i and relations are modified accordingly to allow computing.

C.2.2.4 Total Dissolved Solid uncertainty

Total Dissolved Solid (TDS) are computed from :

$$TDS_i = aEC_i + c \tag{C.16}$$

with EC_i the electrical conductivity and where EC_i, a and c are random variables.

Partial derivatives for (C.16) are :

$$\frac{\partial TDS_i}{\partial a} = EC_i$$
$$\frac{\partial TDS_i}{\partial EC} = a$$
$$\frac{\partial TDS_i}{\partial c} = 1$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{TDS_i} = \sqrt{\sigma_a^2\, EC_i^2 + \sigma_{EC_i}^2\, a^2 + \sigma_c^2}$$

Uncertainty on the parameter c is thought to be negligible before uncertainties on a and EC_i. This hypothesis leads to :

$$\sigma_{TDS_i} \simeq \sqrt{\sigma_a^2\, EC_i^2 + \sigma_{EC_i}^2\, a^2} \tag{C.17}$$

C.2.3 Rating curve uncertainty

C.2.3.1 Bossons downstream station rating curve uncertainty

Bossons downstream station (BDS) rating curve was established from 20 discharge gauging performed throughout 2009 in various flow conditions. Gaugings were carried out using dilution (n=16) or mechanical flow-meter (n=4) methods which have 3% and 7% relative uncertainty on measured discharge Q_m, respectively (Le Coz et al., 2011). The mean relative uncertainty on measured discharge σ_{Q_m}/Q_m is 3.8%. Relative uncertainty on water level h_m measured from a staff gauge σ_{h_m}/h_m is 1.5% (Le Coz et al., 2011). Discharge and water-height are presumably linked by a power law :

$$Q_m = a h_m^c \tag{C.18}$$

where a,h and c are random variables. Values of a and c are determined from Q_m and h_m measurements. To estimate uncertainties on a and c, we assume that they correspond to each of their maximum likelihood estimate. (C.8) can be inversed for each parameters. For a :

$$a = \frac{Q_m}{h_m^c} \tag{C.19}$$

Partial derivatives for (C.19) are :

$$\frac{\partial a}{\partial Q_m} = \frac{1}{h_m^c}$$
$$\frac{\partial a}{\partial h_m} = -Q_m c h_m^{-c-1}$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_a^2 = \sigma_{Q_m}^2 \frac{1}{h_m^{2c}} + \sigma_{h_m}^2 \left(-Q_m c h_m^{-c-1}\right)^2$$
$$\sigma_a = a \sqrt{\frac{\sigma_{Q_m}^2}{Q_m^2} + c^2 \frac{\sigma_{h_m}^2}{h_m^2}} \tag{C.20}$$

Inversing (C.8) for c :

$$c = \log\left\{\frac{Q_m}{a}\right\} - \log\{h_m\} \tag{C.21}$$

Partial derivatives for (C.21) are :

$$\frac{\partial c}{\partial Q_m} = \frac{1}{Q_m}$$
$$\frac{\partial c}{\partial h_m} = -\frac{1}{h_m}$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_c = \sqrt{\frac{\sigma_{Q_m}^2}{Q_m^2} + \frac{\sigma_{h_m}^2}{h_m^2}} \tag{C.22}$$

C.2.3.2 Total Dissolved Solid rating curve uncertainty

Uncertainty on the Total dissolved solid (TDS) rating curve is assessed by the following.

$$TDS_m = aEC_m + c \tag{C.23}$$

with EC_m the electrical conductivity and where EC_m, a and TDS_m are random variables. (C.23) can be inversed for a :

$$a = \frac{TDS_m - c}{EC_m} \tag{C.24}$$

Partial derivatives for (C.24) are :

$$\frac{\partial a}{\partial TDS_m} = \frac{1}{EC_m}$$
$$\frac{\partial a}{\partial EC_m} = -\frac{TDx - c}{EC_m^2}$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_a^2 = \sigma_{TDS_m}^2 \frac{1}{EC_m^2} + \sigma_{EC_m}^2 \left(\frac{TDx - c}{EC_m^2}\right)^2$$
$$\sigma_a^2 = a\sqrt{\frac{\sigma_{TDS_m}^2}{(TDS_m - c)^2} + \frac{\sigma_{EC_m}^2}{EC_m^2}} \tag{C.25}$$

with :

$$\frac{\sigma_{TDS_m}}{(TDS_m - c)} = 0.1$$
$$\frac{\sigma_{EC_m}}{EC_m} = 0.1$$

C.2.3.3 Suspended Solid Concentration and Crosette station rating curve uncertainties

Uncertainties on Suspended Solid Concentration (SSC) and Crosette station rating curve parameters where given by modelling on R and Matlab which provide confidence interval limits for each parameter. The value of standard deviation was then inferred using the range of the 95% confidence interval on a Gaussian or Student's t distribution if the number of sample was greater than or less than 100, respectively.

C.2.4 Flux uncertainty

The SSC flux is given by :

$$F_i = Q_i \cdot SSC_i \tag{C.26}$$

where, Q_i and SSCi are random variables. Partial derivatives for (C.26) are :

$$\frac{\partial F_i}{\partial Q_i} = SSC_i$$
$$\frac{\partial F_i}{\partial SSC_i} = Q_i$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{F_i}^2 = \sigma_{SSC_i}^2 Q_i^2 + \sigma_{Q_i}^2 SCC_i^2$$
$$\sigma_{F_i} = F_i \sqrt{\left(\frac{\sigma_{Q_i}}{Q_i}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{SSC_i}}{SSC_i}\right)^2} \tag{C.27}$$

The TDS flux is given by :

$$F_i = Q_i \cdot TDS_i \tag{C.28}$$

where, Q_i and TDSi are random variables. Partial derivatives for (C.28) are :

$$\frac{\partial F_i}{\partial Q_i} = TDS_i$$
$$\frac{\partial F_i}{\partial TDS_i} = Q_i$$

Applying (C.4) gives :

$$\sigma_{F_i}^2 = \sigma_{TDS_i}^2 Q_i^2 + \sigma_{Q_i}^2 TDS_i^2$$
$$\sigma_{F_i} = F_i \sqrt{\left(\frac{\sigma_{Q_i}}{Q_i}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_{TDS_i}}{TDS_i}\right)^2} \tag{C.29}$$

C.2.5 Integration uncertainty

Integration is performed using a numerical implementation of Simpson's rule which is a extension of the classical trapezoidal rule with an additional midpoint. The integral $I = \int_a^b f(x)\,dx$ is estimated as :

$$I \simeq \frac{b-a}{6}\left(f(a) + 4f\left(\frac{b-a}{2}\right) + f(b)\right)$$

In pratice, there is no interpolation performed at $\frac{b-a}{2}$; the integration takes place on interval $[a, b]$ which contains 3 data points : start ($f(a)$), mid ($f\left(\frac{b-a}{2}\right)$) and end point $f(b)$. The integration relation for the $2h$ long i^{th} interval is then :

$$I_i = \frac{2h}{6}\left(f_o + 4f_1 + f_2\right) = \frac{h}{3}\left(f_o + 4f_1 + f_2\right)$$

This relation is applied between 0 and 2 then between 2 and 4 and so on up to N. The total integral is then :

$$I = \sum I_i = \frac{h}{3}(f_o + 4f_1 + f_2 + f_2 + 4f_3 + f_4 + ... + f_{N-2} + 4f_{N-1} + f_N)$$

Regrouping terms gives :

$$I = \sum I_i = \frac{h}{3}(f_o + 4f_1 + 2f_2 + 4f_3 + 2f_4 + ... + 2f_{N-2} + 4f_{N-1} + f_N) \tag{C.30}$$

Derivating and applying (C.4) gives :

$$\sigma_I^2 = \left(\frac{h}{3}\right)^2 \left[\sum_{k=0}^{(N-1)/2} (2\sigma_{2k})^2 + (4\sigma_{2k+1})^2 - 3(\sigma_0^2 + \sigma_N^2)\right] \tag{C.31}$$

Since the number of points for each flux integrals is high (i.e. $> 20,000$), individual uncertainties on each points tends to cancel out when the integral estimation is performed. This yields rather low uncertainties on the integral estimate even if individual uncertainties on flux can be high.

C.2.6 Monte-Carlo simulation

Uncertainty on the flux integral order of magnitude is generally $\sim$3% of the flux value and does not represent the distribution of uncertainties that may be calculated from the flux estimation. To perform a more thorough uncertainty estimation, a Monte-Carlo simulation was carried out on the flux integration. Each flux value was considered as a random variable

with a normal distribution which mean and standard deviation were the flux value and the uncertainty estimated on the flux value, respectively. Random values for each point were then drawn from the normal flux distributions and integrated. This process was iterated 100,000 times which yield a normal distribution which parameters can be evaluated. The mean of this distribution represents the result of the integration and the standard deviation gives an estimation of the uncertainty.

Differences between the Monte-Carlo flux integration and the classical one are given in Table C.3 which shows that this methodology differs only by the uncertainty estimation. Additionnaly, Fig. C.6 displays the variation of integration results over 100 Monte-Carlo simulations of 100,000 trials each. The Monte-Carlo methodology results lie within the uncertainty range of the classical approach and can therefore be readily applied to perform a rigorous uncertainty estimation.

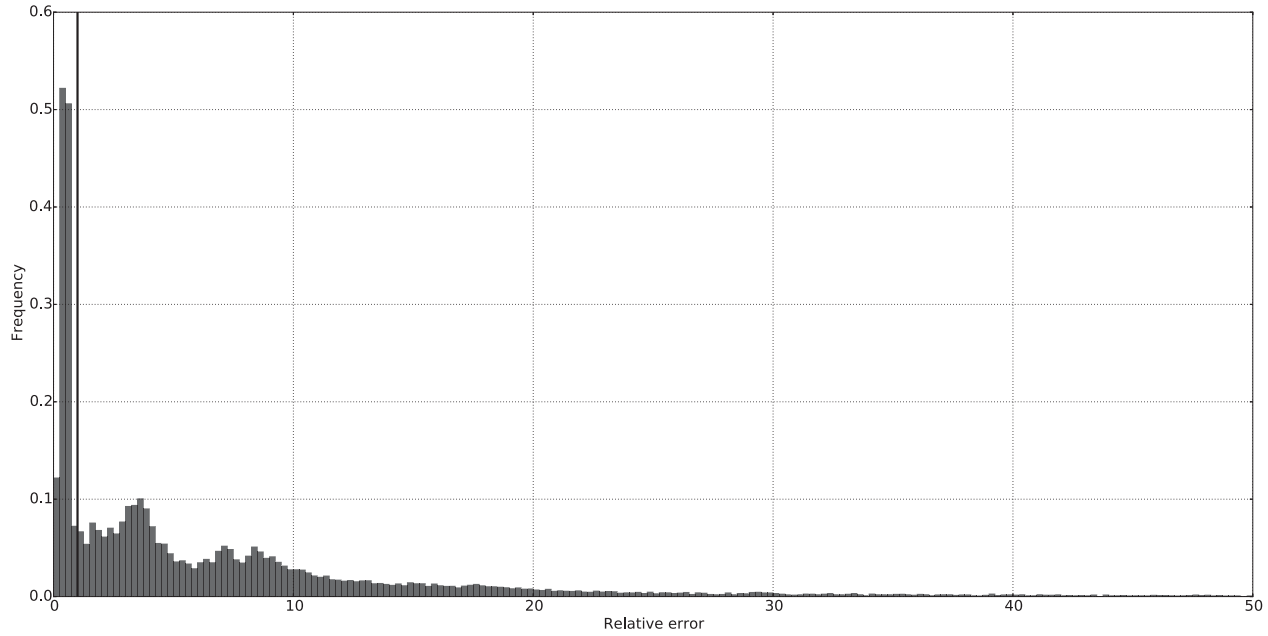


FIGURE *C.4 – Distribution of the relative errors on the measured flux at BDS station between June 26th and October 18th 2013. A portion of the relative error lies under unity (thick black line), but a significant amount lies beyond unity, indicating large uncertainty.*

	Classical method	Monte-Carlo simulation	Absolute relative difference
Total exported mass (10^3 kg)	54.57 ± 0.20	54.33 ± 14.95	0.44%
Exported mass during rain events (10^3 kg)	17.71 ± 0.17	17.68 ± 3.064	0.17%
Exported mass outside of rain events (10^3 kg)	36.86 ± 0.11	36.80 ± 11.95	0.16%
Entering mass during rain events (10^3 kg)	2.26 ± 0.05	2.26 ± 0.90	0.08%
Entering mass outside of rain events (10^3 kg)	13.01 ± 0.06	13.03 ± 9.97	0.15%

TABLE *C.3 – Flux integration results for the complete dataset of available data (26/06/2013 to 18/10/2013) by the classical integration method and the Monte-Carlo simulation. Relative difference between the results is provided.*

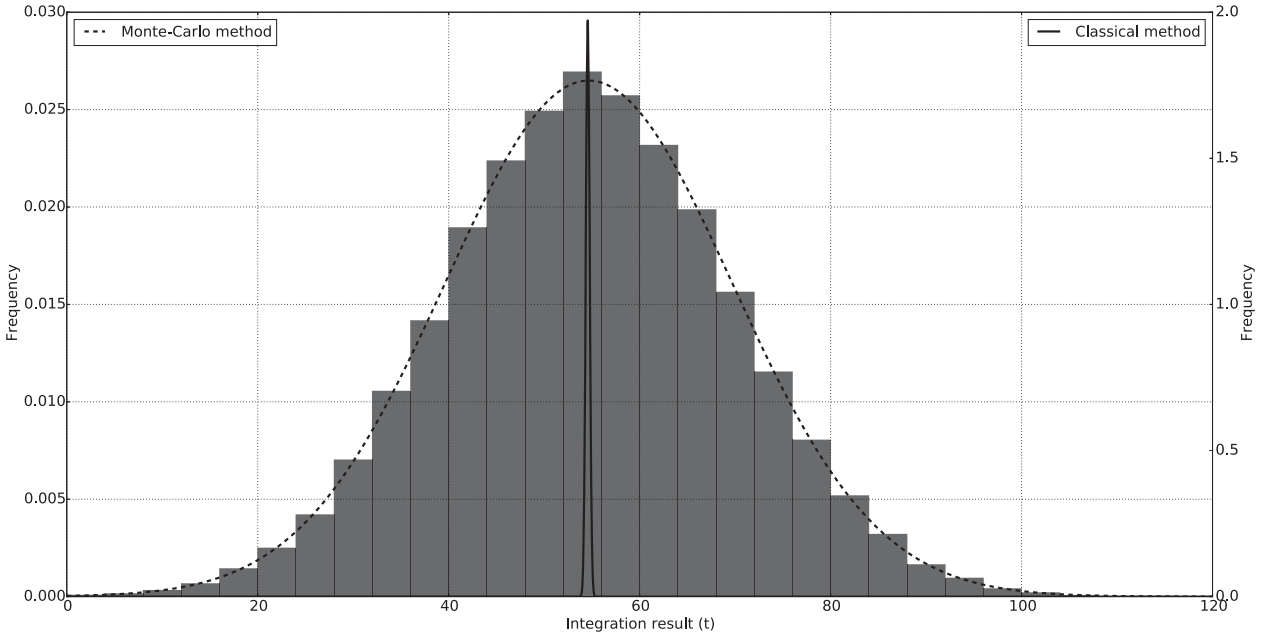


FIGURE *C.5 – Histogram of the result of a Monte-Carlo simulation integrations on flux with 100000 trials. The dashed black line is the normal distribution fitted to the Monte-Carlo result. The solid black line is the normal distribution representing the classical method result.*

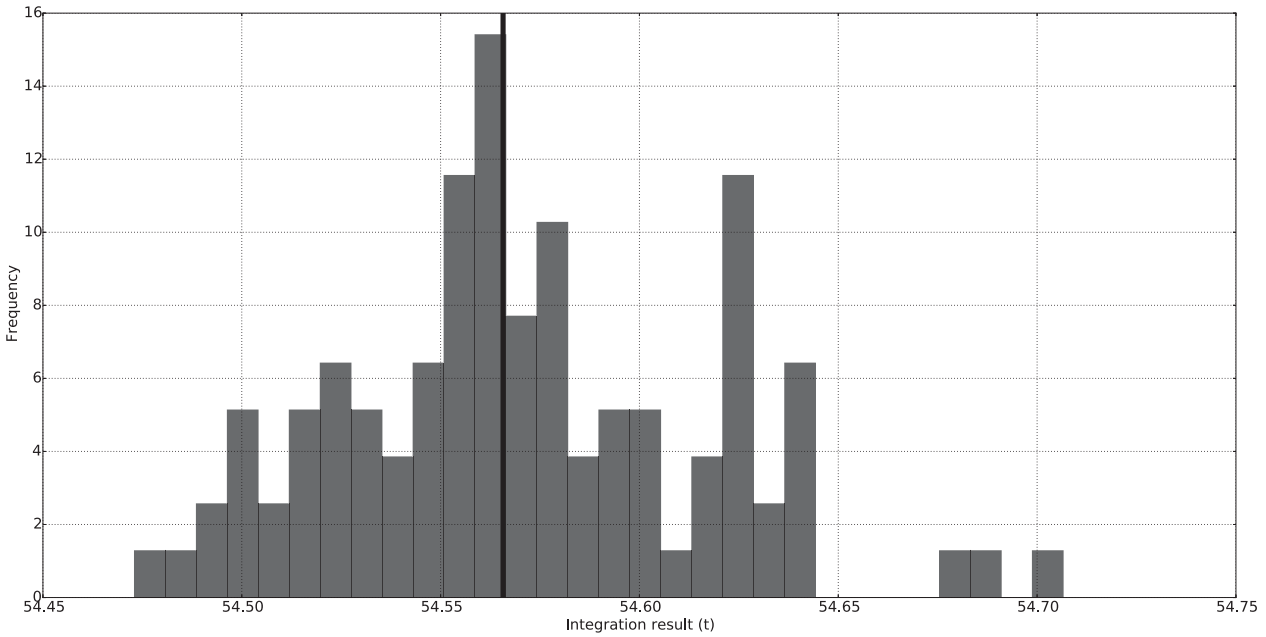


FIGURE *C.6 – Histogram of 100 runs of Monte-Carlo simulation integrations on flux with 100000 trials.The thick black line represents the integration result from the classical method.*

C.2.7 Numerical implementation of uncertainty propagation

From the acquisition dataset, values of Q_i^{CRO}, Q_i^{BDS}, SSC_i and TDS_i are calculated using (C.5), (C.8), (C.12 ; C.13) and (C.16), respectively. The required standard deviation for rating curve parameters used in each of the above equation are computed before hand using (C.20 ; C.22) and (C.25) or confidence intervals provided by the fitting process. The uncertainty for each physical paramater is then estimated using (C.6 ; C.7), (C.10 ; C.11), (C.14 ; C.15) and (C.17), respectively. SSC and TDS flux and their uncertainties are computed using (C.26 ; C.27) and (C.28 ; C.29), respectively. Integration of each flux is perfomed using the Simpson's rule and the uncertainty of the resulting mass is given by (C.31).

C.3 Precipitation detection and runoff coefficient sensitivity

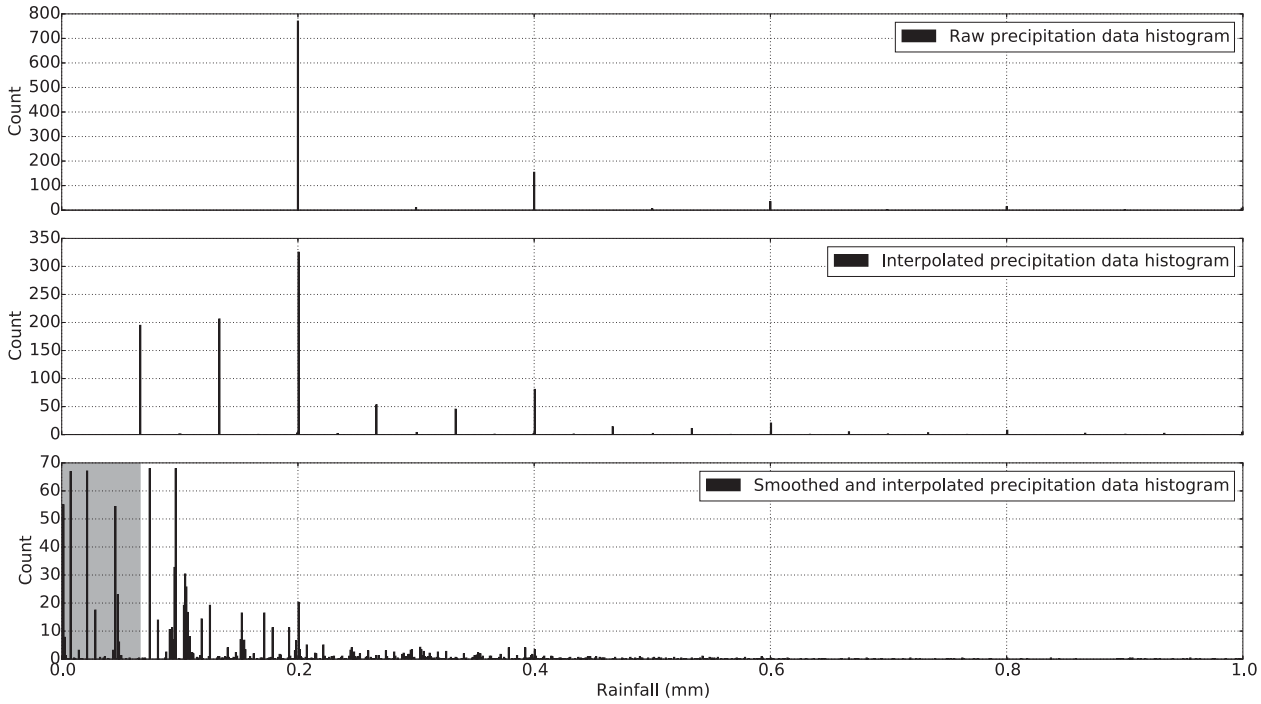


FIGURE *C.7 – Histograms of rainfall data between 0 and 1 mm. (a) Histogram of raw rainfall data as provided by MeteoFrance at a 6 min timestep. The sharp increase at 0.2 mm corresponds to the tipping bucket rain gauge accuracy. (b) Histogram of rainfall data interpolated from a 6 min to a 2 min timestep. The accuracy limit is 0.2/3 = 0.667 mm. (c) Histogram of smoothed and interpolated rainfall data. A 11 points long (22 min) with a Hanning window smoothing was performed on interpolated rainfall data to ensure a better continuity during precipitation events. The gray area shows artifacts occuring below the interpolated detection limit of 0.667 mm and are therefore not taken into account as real precipitation events.*

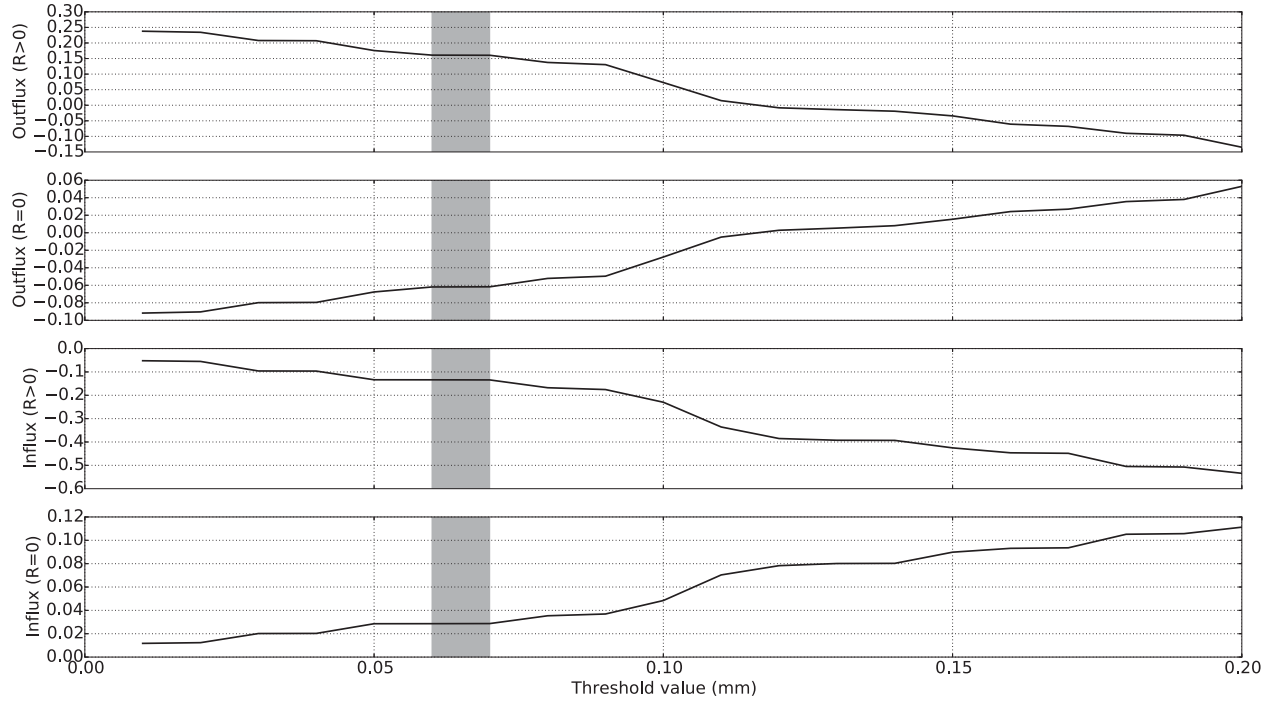


FIGURE *C.8 – Influence of the rain detection threshold. Relative error on integration for each sediment flux for different values of rain detection threshold between 0.01 and 0.2 mm. The reference run is a run with manually selected rainfall peaks and a runoff coefficient of 0.4. Positive and negative values indicate over-estimation and under-estimation, respectively. At the 0.667 mm level (highlighted in gray), relative errors on outflux during rain event, outflux outside of rain events, influx during rain events and influx outside of rain events are 0.16, -0.06, -0.14 and 0.03, respectively.*

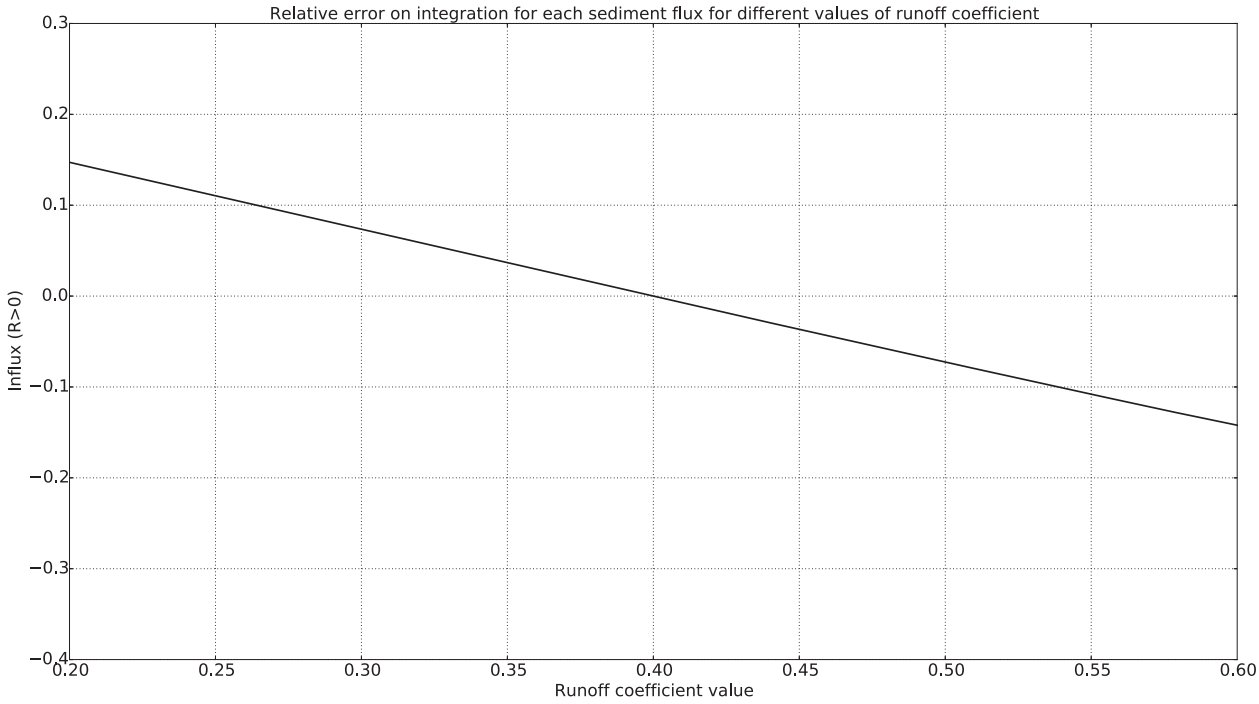


FIGURE *C.9 – Influence of the runoff coefficient. Relative error on integration for the influx during a precipitation event. The reference run is a run with automatically picked precipitation times and a runoff coefficient of 0.4. Positive and negative values indicate over-estimation and under-estimation, respectively. The runoff coefficient only impacts influx estimation and within the 0.2-0.6 range, absolute relative errors do not excede 0.2.*

C.4 Extrapolating missing data using multi-linear models

Results from incomplete datasets jeopardize the validity of conclusion drawn from them at the year scale. In order to mitigate this issue, missing SSC data at BUS and BDS station have to be estimated. Two approaches are developped in the following : a bi-linear approach with a sliding time-window and multi-linear approach.

Covariations in slopes of log-log relations can be used to extrapolate missing data at BUS and BDS using the existing data at each measurement time and the mean relative variation of each slope relation (Fig. C.12) to estimate the slope of the log-log relationship at a given station. Intercepts of the linear relationships are estimated by using the mean intercepts at BUS (Fig. C.13) and BDS (Fig. C.14), respectively. This method is a BiLinear Regression with a one-week sliding window and is termed BLR-t in the following.

MultiLinear Regressions (MLRs) were also performed on a varied set of parameters for BUS and BDS stations to extrapolate missing data. A MLR between TSS at station 1 and parameters X and Y at station 2 and 3 is defined by :

$$\log_{10}\{TSS_1\} = \beta_0 + \beta_1 \log_{10}\{X_2\} + \beta_2 \log_{10}\{Y_2\} + \beta_3 \log_{10}\{X_3\} + \beta_4 \log_{10}\{Y_3\} \quad \text{(C.32)}$$

MLRs were carried out with and without a constant β_0 but performed significantly better without it. All MLRs yielded good Pearson's R^2 values (i.e. > 0.9), highly significative t-test values and good constraints on confidence intervals. The extrapolation models used to estimate missing SSC data at BUS and BDS stations are reported in Fig. C.10.

Each model (Fig. C.10) was compared to measured SSC data to test its performance and the relative error between measured and estimated SSC was used as a quantitative criterion to discriminate models early-on. For BUS missing data, all models perform well except for MLR with CRO data which exhibits a phase shift. Additionnaly, the relative error between estimated and measured SSC of each model follow a symmetrical distribution (Fig. C.15). Conversely, for BDS station, the relative error between estimated and measured SSC of each MLR model do not clearly follow a symmetrical distribution (Fig. C.16). BLRs perform well on low flows but were discarded as they fail to represent high flows which explains the important negative peaks on Fig. C.16). MLR with CRO data exhibits a phase shift and a noisier response than MLR using BUS data or BUS and CRO data and these two model were tested against each other.

After this validation against measured SSC, estimate from the remaining models were compared and one model was selected for BUS and BDS stations, respectively. For BUS station, BLR-t (red on Fig. C.17) overestimate SSC by at least one order of magnitude whereas all MLRs performs better. MLR using BDS data only (violet on Fig. C.17) is significantly worse than MLRs using BDS and CRO data (blue and green on Fig. C.17). Since MLR using CRO and BDS data without SSC (blue on Fig. C.17) is not outperformed by the same model with SSC data (green on Fig. C.17), it was selected as the model to estimate missing data. Fig. C.18 For BDS station, MLR estimate with CRO and BUS data (green on Fig. C.18) shows too much variations in terms of order of magnitude. MLR with BUS data only (blue on Fig.

C.18) is on par with the order of magnitude of the measured data and was selected as the prefered model to estimate missing SSC data at BDS station.

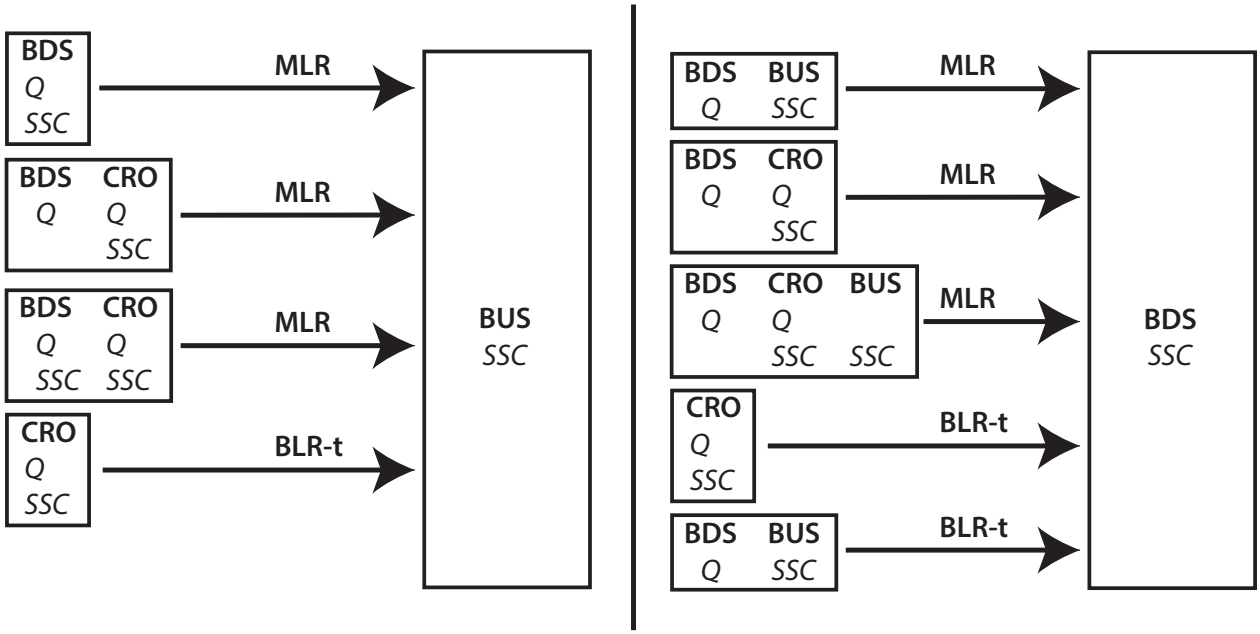


FIGURE *C.10 – Data extrapolation with different methodologies at BUS station.*

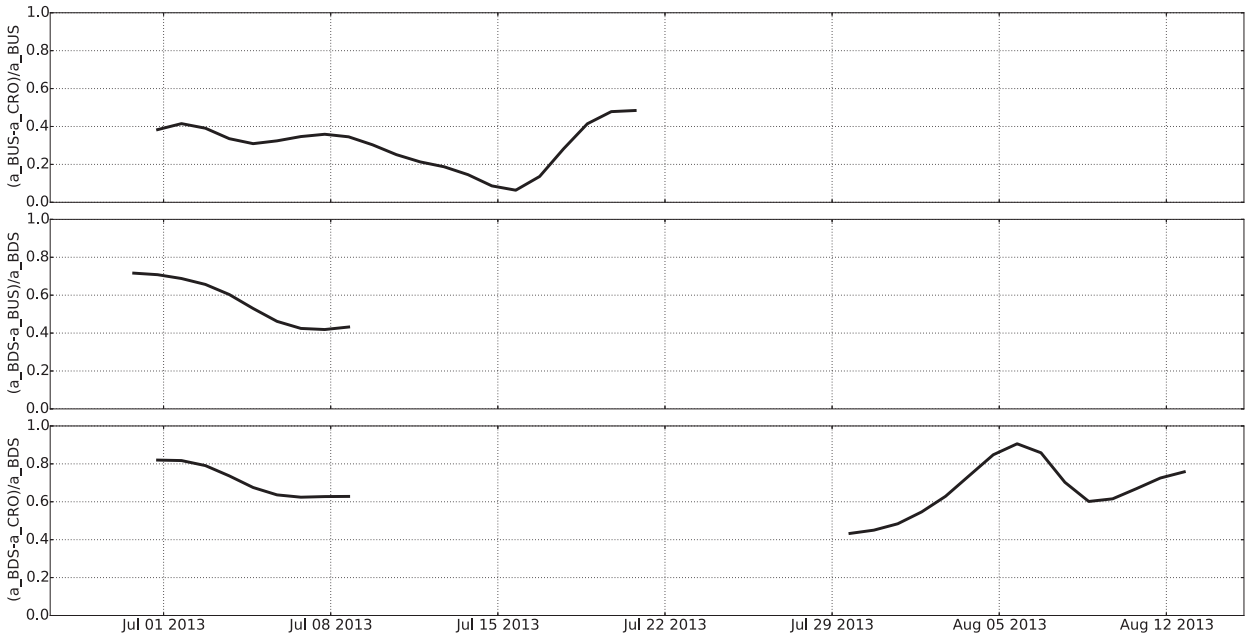


FIGURE *C.11 – Temporal evolution of the ratio between slopes of the log Q - log SSC relationships at each stations.*

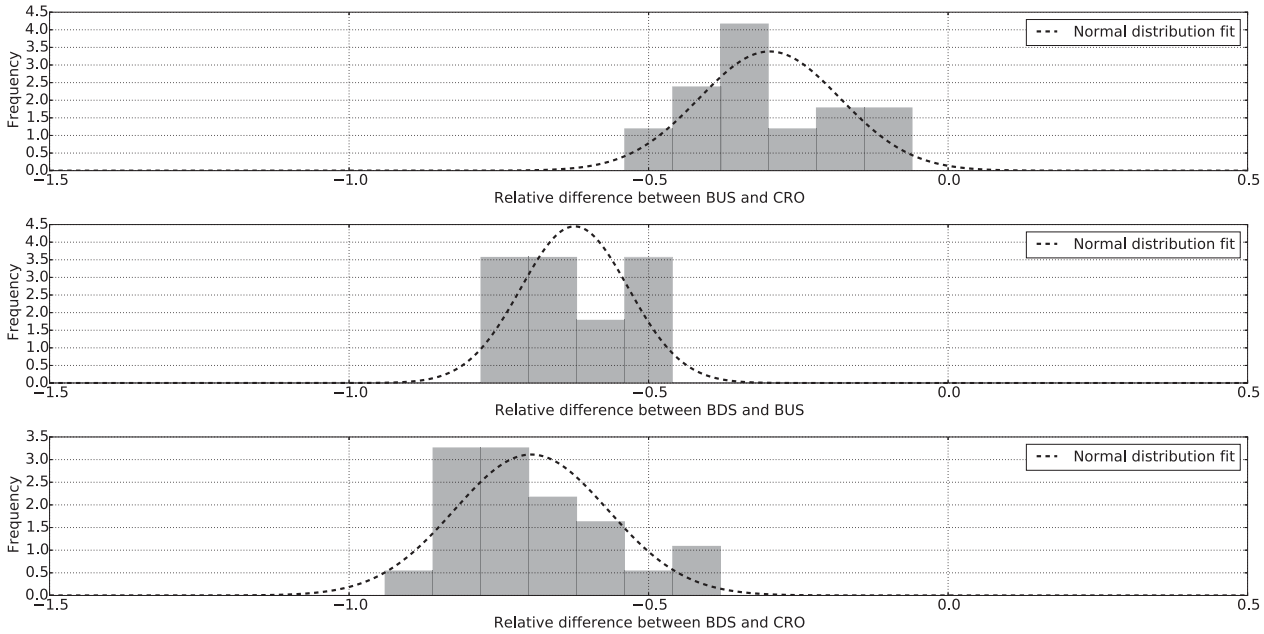


FIGURE *C.12 – Histograms and normal distribution fits for slopes of the log Q - log SSC relationships at each stations.*

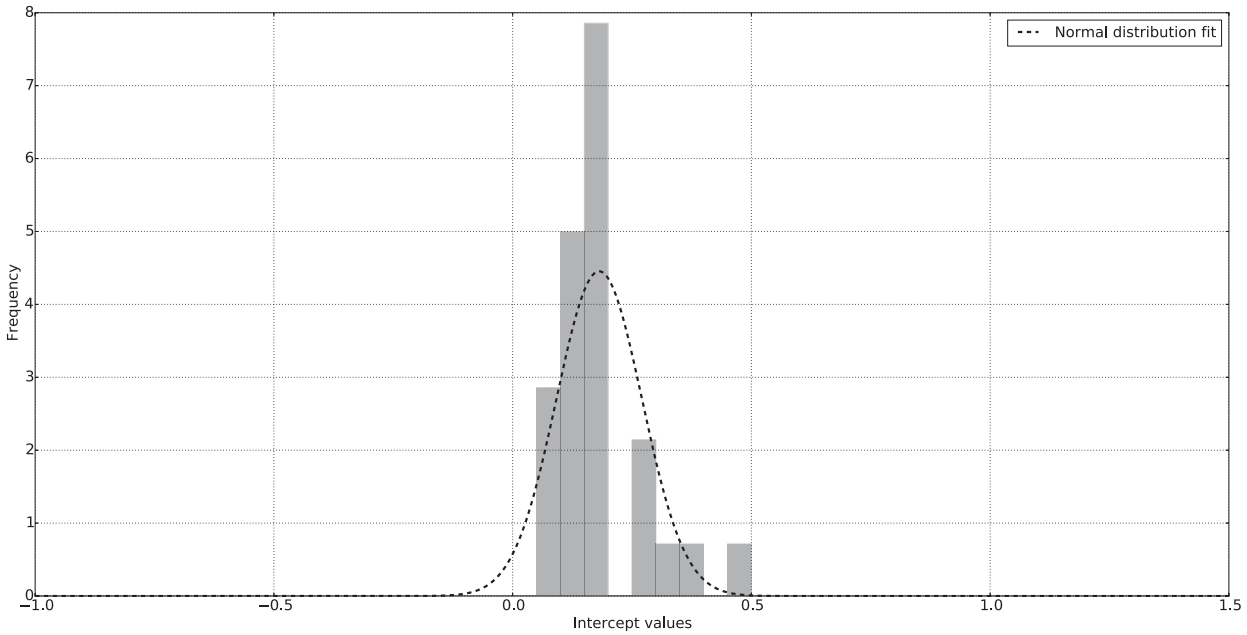


FIGURE *C.13 – Histogram and normal distribution fit for intercepts of the log Q - log SSC relationships at BUS station.*

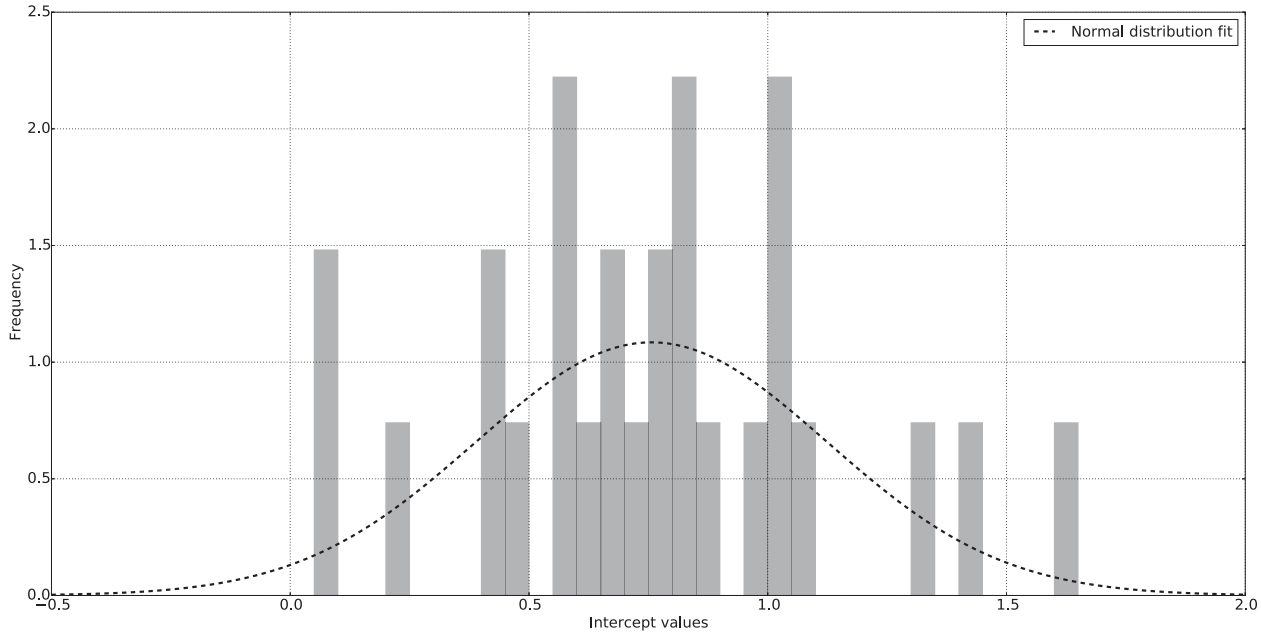


FIGURE *C.14 – Histogram and normal distribution fit for intercepts of the log Q - log SSC relationships at BDS station.*

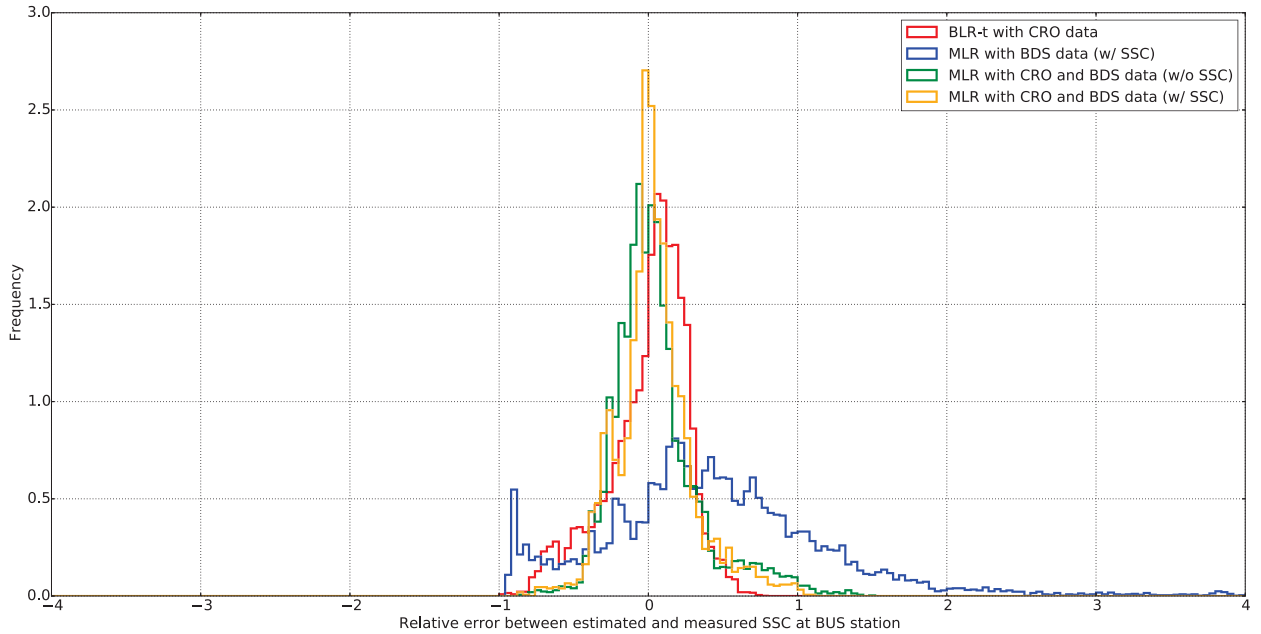


FIGURE *C.15 – Histograms of the relative errors for the different methodologies considered for data estimation at BUS.*

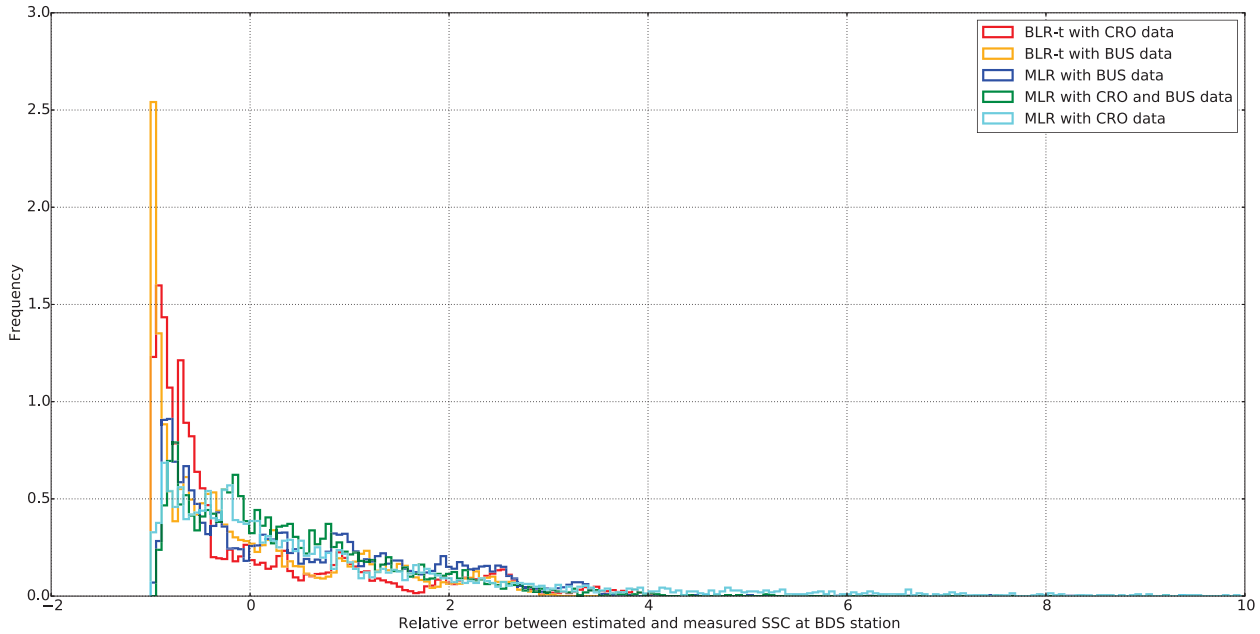


FIGURE *C.16 – Histograms of the relative errors for the different methodologies considered for data estimation at BDS.*

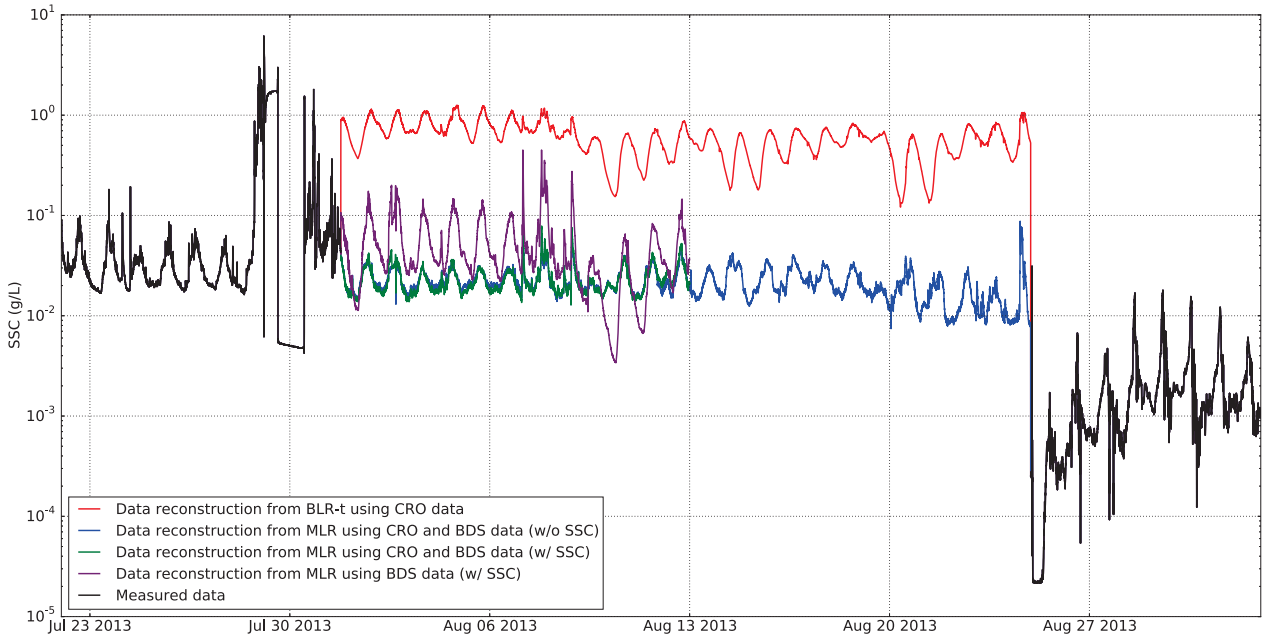


FIGURE *C.17 – Data extrapolation with different methodologies at BUS station.*

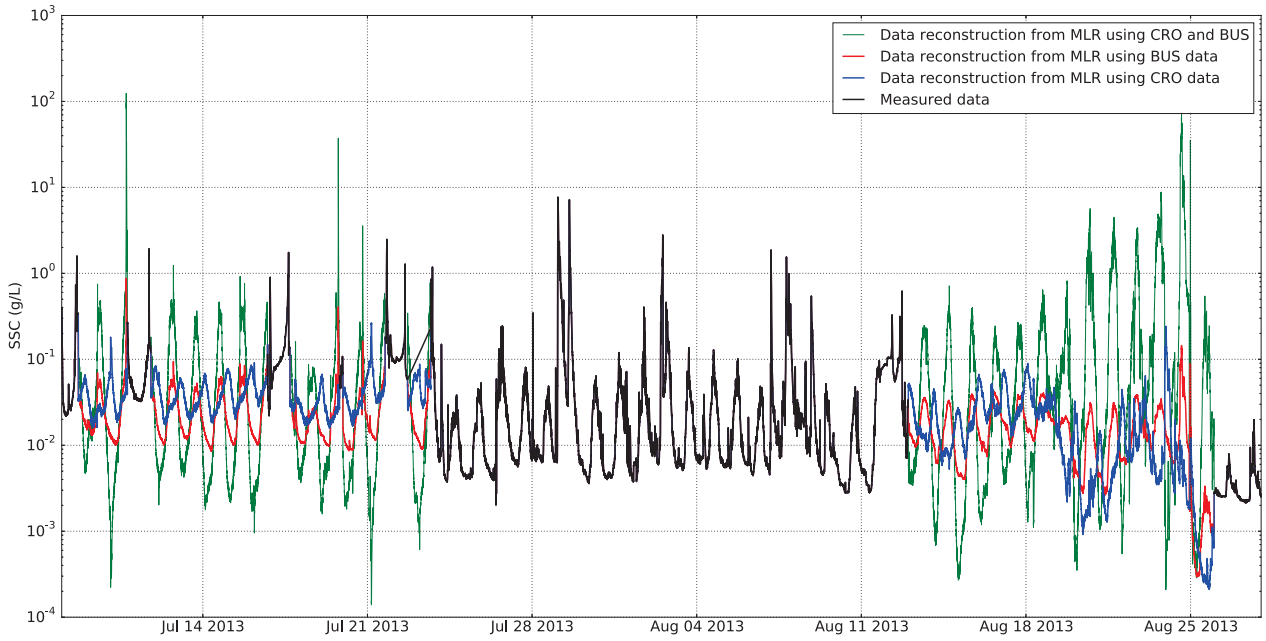


FIGURE *C.18 – Data extrapolation with different methodologies at BDS station.*

C.5 Modèle hydrologique de la plaine alluviale proglaciaire du plan des Eaux

Cette annexe détaille le modèle hydraulique utilisé pour estimer la hauteur d'eau dans la plaine alluviale du Plan des Eaux. Cette dernière est présentée dans les chapitres 2 et 4. La modélisation de la hauteur dans la plaine alluviale permet de calculer deux grandeurs d'intérêt : la concentration en sédiment à l'amont du Plan des Eaux et la contrainte de cisaillement du fluide. En conséquence, ce modèle est discuté dans les chapitres 3 et 4.

L'approche adoptée est un modèle simple, basé sur les mesures disponibles dans le Plan des Eaux. Ces dernières correspondent à la granulométrie, la pente du lit et la largeur des chenaux. Les distributions granulométriques sont issues de Godon (2013) et présentées sur la Fig. 4.1b. De même, la Fig. 4.1c présente l'évolution de la pente le long de la plaine alluviale. La variation de largeur des chenaux est représentée sur la Fig. 4.2 et un exemple d'exploitation des données topographiques est fourni par la Fig. 4.4. Par simplicité, le cas d'un chenal rectangulaire unique est considéré. La largeur utilisée correspond alors à la largeur de l'écoulement évaluée à partir des profils en travers et des levés topographiques réalisées. Au total, 13 distributions granulométriques, 8 largeurs d'écoulement et une évaluation de la pente du lit tous les mètres sont utilisées et localisées dans la plaine alluviale. Entre ces valeurs mesurées, les valeurs sont linéairement interpolées lors de la mise en oeuvre du modèle.

Ce dernier utilise les équations détaillées ci-après. Ces dernières sont classiques et peuvent être trouvées dans la littérature (e.g. Julien, 2010). L'écoulement d'un débit d'eau, Q, s'effectue dans une section rectangulaire de largeur, W. En conséquence, le débit par unité de largeur, q, est :

$$q = \frac{Q}{W} \tag{C.33}$$

Pour une hauteur d'écoulement, h, donnée, la vitesse, V, de ce dernier est donnée par :

$$V = \frac{q}{h} \tag{C.34}$$

D'autre part, le rayon hydraulique, R_h, est :

$$R_h = \frac{Wh}{W + 2h} \tag{C.35}$$

A partir des grandeurs précédentes (Eq. C.33-C.35) , il est possible de calculer les nombres de Froude et de Reynolds tels que :

$$Re = \frac{4R_h V}{\nu} \tag{C.36}$$

$$Fr = \frac{q^2}{gh^3} \tag{C.37}$$

où ν est la viscosité cinématique de l'eau et g, l'accélération de la pesanteur. Les hauteurs d'eau normale, h_n, et critique, h_c, de l'écoulement peuvent également être évaluées :

$$h_c = \left(\frac{q^2}{g}\right)^{1/3} \tag{C.38}$$

$$h_n = \left(\frac{f q^2}{8 g S_0} \right)^{1/3} \tag{C.39}$$

où f est un coefficient de frottement et S_0, la pente de l'écoulement.

Le coefficient de frottement f est évalué à partir de la relation suivante :

$$f = \frac{8g}{{R_h}^{1/3} K^2} \tag{C.40}$$

où K est le coefficient de Strickler. Ce dernier est estimé par la formule de Smart et Jaeggi :

$$K = \frac{23.2}{{d_{90}}^{1/6}} \tag{C.41}$$

Les équations C.33-C.41 et les données présentées précédemment sont utilisées pour résoudre l'équation différentielle suivante :

$$\frac{dh}{dx} = \pm S_0 \frac{1 - \left(\frac{h_n}{h}\right)^3}{1 - \left(\frac{h_c}{h}\right)^3} \tag{C.42}$$

où le signe du second terme est déterminé par la grandeur relative de h, h_c et h_n.

Ainsi, pour un débit donné mesuré à la station Bossons aval, la hauteur est calculée en inversant la courbe de calibration. Cette hauteur d'eau, h, permet de déterminer les hauteurs d'eau normale et critique, h_c et h_n à partir des équations C.38-C.39 et donc le signe de l'évolution de la hauteur d'eau (Eq. C.42). Cette dernière est alors évaluée par un schéma de Runge-Kutta d'ordre 4. Ce processus est itéré le long de la plaine alluviale avec un pas d'espace de 10 cm.

L'application du modèle confirme les observations de terrain et que les conditions hydrauliques dans la plaine alluviale sont torrentielles et que l'écoulement est turbulent ($Re > 10^5$). Ces conditions impliquent de fortes réserves vis-à-vis des résultats de la modélisation adoptée. En effet, dans le cas d'un écoulement torrentiel, il est généralement admis (e.g. Julien, 2010) que l'évaluation de la hauteur d'eau (Eq. C.42) doit se faire de l'amont vers l'aval. Par ailleurs, la turbulence entraîne des pertes de charges significatives.

Le modèle a été utilisé pour calculer la hauteur le long de la plaine alluviale pour différentes valeurs du débit à l'aval. Les valeurs de hauteur d'eau à l'amont sont comparées avec celles mesurées par une sonde placée dans l'écoulement en 2013 (Fig. 2.3). La comparaison entre les valeurs modélisées et mesurés indique que le modèle représente de manière correcte la pente de la variation de la hauteur d'eau avec le débit (Fig. 3.2). L'écart moyenne relatif entre la hauteur de l'écoulement modélisé est cependant de 50%. Dans l'ensemble et d'un point de vue algorithmique, ce modèle simple et basé sur des mesures dans le Plan des Eaux fonctionne ; il ne permet toutefois pas de modéliser la hauteur d'eau dans la plaine alluviale d'une manière satisfaisante.

C.6 Détection des périodes de précipitation par traitement du signal de débit d'eau de fonte

C.6.1 Introduction

Dans un bassin versant englacé, le flux de matière correspond à un transfert de sédiments principalement issus de deux sources : une source sédimentaire sous-glaciaire et une source sédimentaire proglaciaire. Cette dernière peut être séparée en deux composantes provenant respectivement des versants proglaciaires et de la plaine alluviale proglaciaire (sandur). Cpendant, la matière des versants proglaciaires ne peut être transférée vers l'exutoire du bassin versant que lorsqu'un agent de transport est disponible, c'est-à-dire lors des épisodes de précipitations. L'identification des événements pluvieux sur un bassin versant permet donc de séparer le flux de matière liée à l'érosion sur les versants proglaciaires et celui en lien avec l'érosion dans le sandur de vallée.

Afin de séparer les données hydro-sédimentaires acquises dans le bassin versant des Bossons en périodes sèches et pluvieuses, des données météorologiques acquises à plusieurs kilomètres du bassin versant étudié ont été utilisées dans le Chapitre 2. Cependant, dans un contexte de haute-montagne alpine, les variations des paramètres atmosphériques (e.g. température, vents, humidité) peuvent significativement impacter la répartition spatiale et temporelle des précipitations. Aussi, dans le cas où la pluie n'est pas évaluée directement dans le bassin versant englacé, le signal de précipitation est aléatoirement en avance, en retard ou en phase par rapport aux pics de débit mesuré dans le torrent proglaciaire.

Le débit d'eau sortant d'un système glacio-hydrologique alpin correspond à une composante périodique et à des événements apériodiques extrêmes (Fig. C.19, Rothlisberger and Lang, 1987). Ces derniers correspondent à des taux de fontes extrêmes, des précipitations liées aux orages et des vidanges de poches d'eaux intra ou sous-glaciaires. La partie périodique est liée au débit d'eau de fonte contrôlé par les variations saisonnières et journalières de l'intensité des radiations solaires. Ces fluctuations sont dues respectivement dues à l'orbite écliptique de la Terre et à sa rotation propre. Au cours de la saison, la corrélation (i.e. phases synchrones et amplitudes proches) entre le débit d'eau de fonte et l'insolation devient plus claire (e.g. Paterson, 1994). Cette évolution est liée au développement d'un système de drainage sous-glaciaire efficace et à la disparition du stock de neige et de son effet atténuant (e.g. Paterson, 1994).

Dans cette partie, des outils du traitement du signal sont appliqués sur le débit mesurée à la station Bossons aval (Bossons downstream, BDS) afin d'isoler la composante du débit liée à l'eau de fonte et celle liée au ruissellement et aux précipitations. Le traitement du signal est utilisé dans de nombreux domaines ; en hydrologie, il a par exemple été utilisé pour identifier l'échelle temporelle caractéristique des processus de transport, (e.g. Kuai and Tsai, 2012) ou la saisonnalité des éléments traces (e.g. Iwashita and Shimamura, 2003).. A ma connaissance, il s'agit du premier essai d'identification des événements de pluies à partir des données de débit d'un bassin versant englacé en en retirant les variations annuelles et saisonnières. Cette séparation permet de mener une analyse de flux détaillée en séparant les sources de sédiment

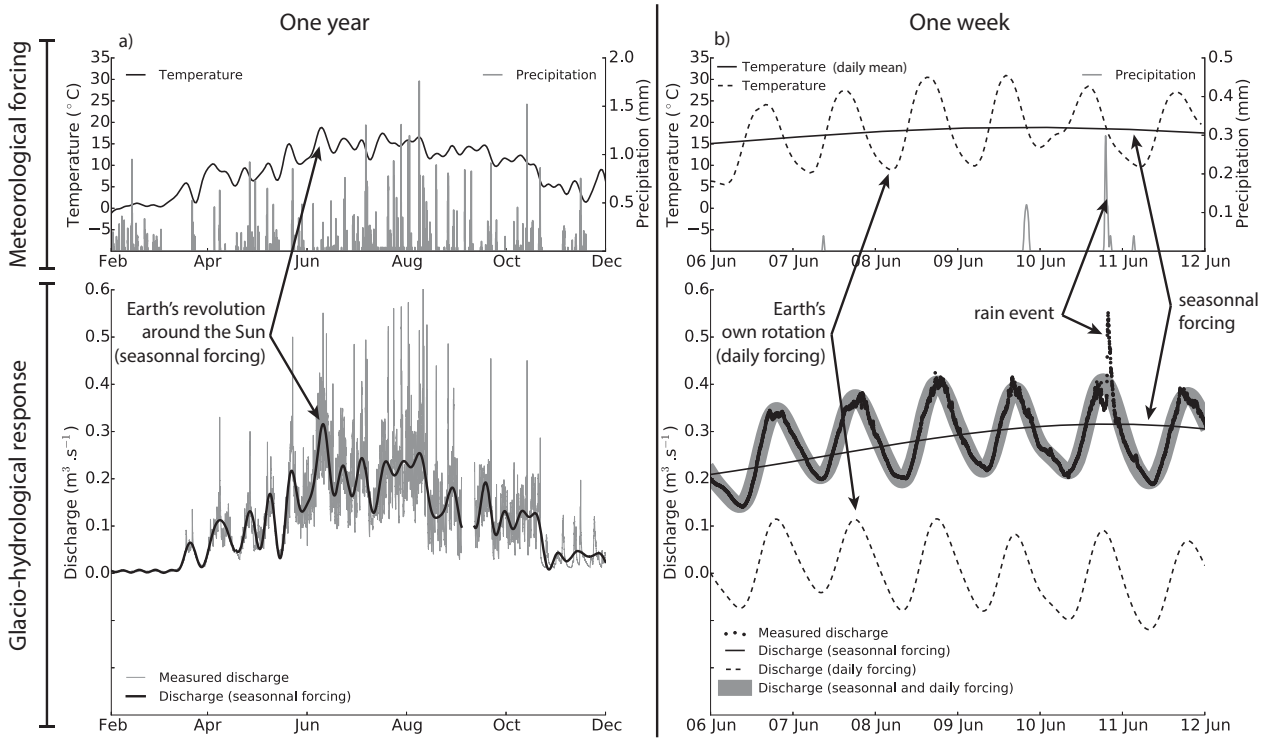


FIGURE *C.19 – Réponse d'un système glacio-hydrologique aux fluctuations météorologiques. a) A l'échelle annuelle ; b) à l'échelle d'une semaine. Cette figure est également présente dans l'Introduction.*

proglaciaires entre versants proglaciaires et plaine alluviale (e.g. Chapitre 2). La méthodologie est testée sur une année de données de débit et de précipitation mesurées à l'aval du glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, France).

C.6.2 Traitement du signal de débit glaciaire

C.6.2.1 Séparation entre récession et écoulement de base

L'identification des périodes de précipitation à partir du débit de fonte est proche de la problématique du calcul de la récession de l'écoulement de base. Dans un système hydrologique fluvial sans glacier, le débit augmente brusquement lors des précipitations avec ruissellement direct (*direct runoff*, *quick flow*) puis s'atténue lors d'une période dite de récession. La durée et la forme de cette diminution progressive du débit dépend de l'apport de sources possédant un effet retard (e.g. nappes, manteau neigeux). Tallaksen (1995) ont proposé une critique des méthodes d'analyses de récession et Chapman (1999) a comparé différents algorithmes de séparation entre écoulement de fond et récession. Ce problème peut également être envisagé sous l'angle de la composition isotopique de l'eau, différente entre écoulement de fond et eau de pluie (e.g. Kong and Pang, 2011).

La détermination de l'écoulement de base (*base flow separation*) repose sur le filtrage des événements épisodiques correspondant aux précipitations (e.g. Rouhani and Malekian, 2013). Cette procédure permet de sélectionner uniquement le débit de base et porte également le nom de séparation d'hydrographe (*hydrograph separation*). Pour réaliser cette séparation, les précipitations sont considérées comme étant des événements haute-fréquence. Cependant, Spongberg (2000) ont montré que les précipitations ont un contenu fréquentiel à la fois haute et basse fréquence et il n'est pas évident de les filtrer de manière directe en retirant simplement les hautes fréquences du signal. En utilisant la cyclicité du signal de débit glaciaire, il est toutefois possible d'adopter une autre approche.

C.6.2.2 Une stratégie pour isoler la composante apériodique du signal glaciaire

Le débit sortant d'un système glacio-hydrologique possède une périodicité liée aux variations journalières et saisonnières de l'insolation (Fig. C.19, Rothlisberger and Lang, 1987). Cette particularité permet d'utiliser le traitement du signal pour isoler les composantes périodiques et apériodiques. Pour réaliser ceci, une méthodologie est présentée et appliquée aux données de débit du torrent des Bossons. Ce dernier est un torrent émissaire du glacier des Bossons qui s'écoule du sommet du Mont Blanc (4810 m asl, France) jusqu'à une altitude de 1450 m asl. C'est un glacier polythermal en retrait rapide et ses aspects glaciologiques sont décrits dans les Chapitres 1 et 5.

Dans ce qui suit, des outils classiques de traitement du signal sont mis en oeuvre dans le but de séparer le signal de la fonte glaciaire de celui des précipitations. Les données brutes correspondent aux hauteurs d'eau mesurées dans le torrent des Bossons. Le débit est obtenu au moyen d'une calibration entre hauteur d'eau et débit (Annexe B.3). Les données des années 2012, 2013 et 2014 sont tout d'abord présentées d'un point de vue fréquentiel afin d'illustrer l'approche choisie ; les données de l'année 2012 seront utilisées par la suite pour tester la méthode développée.

Pour l'année 2012, le spectre en fréquence du débit présente un pic central de haute énergie (Fig. C.20) et deux pics secondaires à un 1 d^{-1} and 2 d^{-1} (Fig. C.20b). Le pic central correspond à l'évolution saisonnière ; les pics secondaires correspondent à la cyclicité journalière (Fig. C.19). La présence de plusieurs pics secondaires reflète l'asymétrie de la crue journalière (Fig. C.19b). Au cours de la saison de fonte, l'hydrographe de la crue glaciaire quotidienne dernière évolue (Rothlisberger and Lang, 1987; Paterson, 1994). Ces fluctuations sont partiellement contrôlées par la réponse du système glaciaire qui varie d'une année sur l'autre (e.g. Hubbard and Nienow, 1997). En conséquence, le nombre et la localisation des pics secondaires changent également (Fig. C.20b-d). Toutefois, entre chacun de ces pics secondaires et surtout au-delà du dernier d'entre eux, le spectre en fréquence correspond au bruit instrumental et aux variations météorologiques (e.g. précipitations, nuages changeant l'insolation).

Un spectrogramme décrit l'évolution du contenu fréquentiel au cours du temps et permet d'examiner le contenu fréquentiel lors des précipitations. Lors de ces dernières, la densité spectrale de puissance s'enrichit significativement (Fig. C.21). Cependant, les pluies n'ont pas de signature fréquentielle significative et ne peuvent donc pas être simplement sélectionnées par un simple filtre en fréquence (Fig. C.21). Cette constatation est cohérente avec un signal

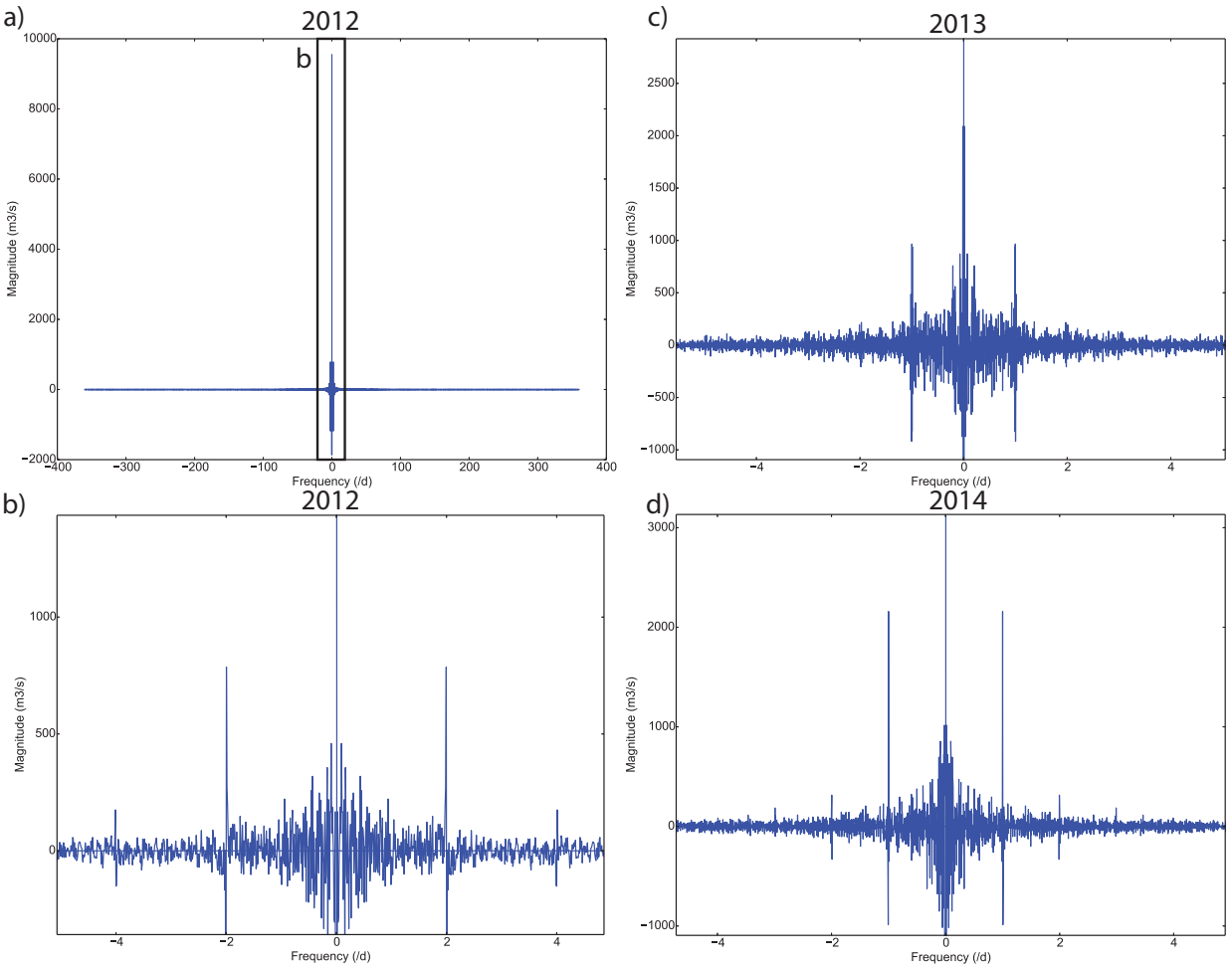


FIGURE *C.20 – Frequency spectrums of the 2012, 2013 and 2014 discharges. a) Whole 20 12 spectrum ; b) Zoomed 2012 spectrum : c) Zoomed 2013 spectrum ; d) Zoomed 2014 spectrum.*

des précipitations présentant un contenu fréquentiel riche (Spongberg, 2000). Le signal du débit peut toutefois être filtré afin de retirer les effets journaliers et saisonniers identifié dans le spectre en fréquence (Fig. C.20).

Les événements apériodiques (e.g. précipitation) correspondent au bruit dans le spectre en fréquence. Ce dernier est obtenu en annulant le pic principal et les pics secondaires. Un filtre porte (i.e. rectangulaire) est construit afin de conserver les fréquences entre une limite basse, f_{low}, et une limite haute, f_{high} : f_{low} correspond au dernier pic bien identifié (e.g. 2.05 d^{-1} sur la Fig. C.20b) ; f_{high} est égale à un tiers de la fréquence d'échantillonnage des données. Une fois les pics journaliers et saisonniers filtrés en fréquence, le signal de débit est correspond au bruit de fond (Fig. C.22a-b,e-f). Ce dernier montre des événements de plus haute énergie correspondant aux précipitations.

Afin de faire apparaître les événements de haute énergie de manière plus efficace, un filtre de Wiener est appliqué sur le signal. Des fenêtres de durée 1, 2 et 3 heures ont été testées. Une

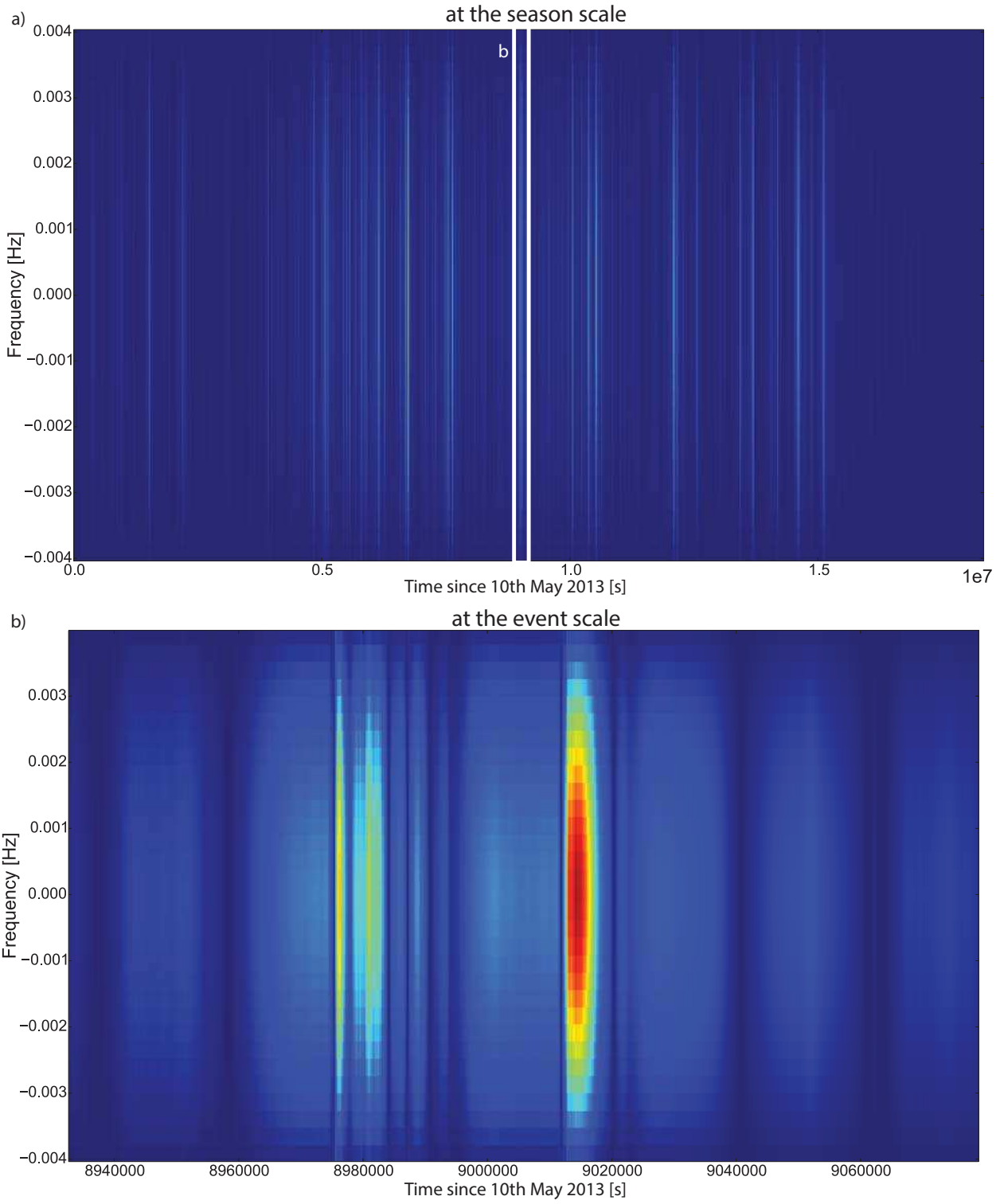


FIGURE *C.21 – Spectrogram of the 2013 discharge. a) At the season scale ; b) at the event scale.*

fenêtre de 2 heures offre le meilleur compris entre la réduction du bruit entre les événements de l'été et la mise en lumière des événements d'automne et de printemps par rapport au bruit de fond (Fig. C.22e-f).

C.6.2.3 Identification des épisodes de précipitation à partir d'un signal de débit filtré

Une fois filtré, le signal de débit ressemble à une trace sismique (Fig. C.22). Cette similarité promeut l'utilisation de techniques sismologiques pour identifier les événements de précipitation. L'identification de l'arrivée de trains d'onde sur une trace sismique est effectué automatiquement par la méthodologie STA/LTA (e.g. Withers et al., 1998). Cette dernière repose sur le calcul du ratio entre la moyenne du signal à court terme (Short Term Average, STA) et la moyenne à long terme (Long Term Average, LTA). Ainsi, l'énergie moyenne du signal (i.e. le carré de la magnitude absolue) est évaluée pendant deux fenêtres temporelles glissantes : une de courte durée correspondant au signal et une de longue durée correspond au bruit de fond. Lorsque le ratio STA/LTA (i.e. signal/bruit) excède un seuil donné de détection, un événement est détecté. La détection d'un événement cesse lorsque le ratio STA/LTA devient plus faible qu'un seuil de fin de détection (e.g. Trnkoczy, 2012).

Le contenu énergétique d'un événement est parfois proche du contenu énergétique du bruit résiduel (e.g. Fig. C.21). En conséquence, le ratio STA/LTA peut devenir suffisamment faible durant un pic pour arrêter la détection. Pour parer à ce problème, les algorithmes ne sont pas utilisés directement sur le signal mais sur son enveloppe (Fig. C.22c,g). Cette dernière n'est pas impactée par des variations intra-pic et assure ainsi une détection continue. L'enveloppe est définie telle que $\sqrt{s^2 + \mathcal{H}(s)^2})$ avec s le signal et $\mathcal{H}(s)$ la transformée de Hilbert. Enfin, les pics détectés et séparés par moins de deux heures sont considérés comme faisant partie du même événement pluvieux et fusionnés. L'ensemble de la chaîne de traitement est résumé par la Fig. C.23).

C.6.2.4 Choix d'un algorithme et des paramètres initiaux

Initialement, la longueur de la fenêtre de STA a été fixée à 10 minutes pour avoir un minimum de 5 points de données. Ce minimum permet d'assurer que la moyenne calculée soit cohérente. Cette une fenêtre est suffisamment courte pour que les événements de courte durée puissent être détectés. Le bruit de fond varie peu au cours de la saison de fonte, toutefois, les données présentent dans la première fenêtre LTA ne peuvent pas être utilisée. Aussi, une valeur de 10 jours a semblé un compromis raisonnable entre une moyenne significative du bruit de fond et la conservation d'un maximum de données. Les valeurs de STA et LTA ont été testées empiriquement mais ont un sens physique : les événements avec une durée plus importante que 10 minutes sont détectés et les variations du bruit de fond sont considérées comme étant négligeables sur 10 jours.

La valeur par défaut du seuil de détection de 4 (Trnkoczy, 2012) évite de générer un trop grand nombre de faux-positif et permet de détecter correctement le début d'un événement

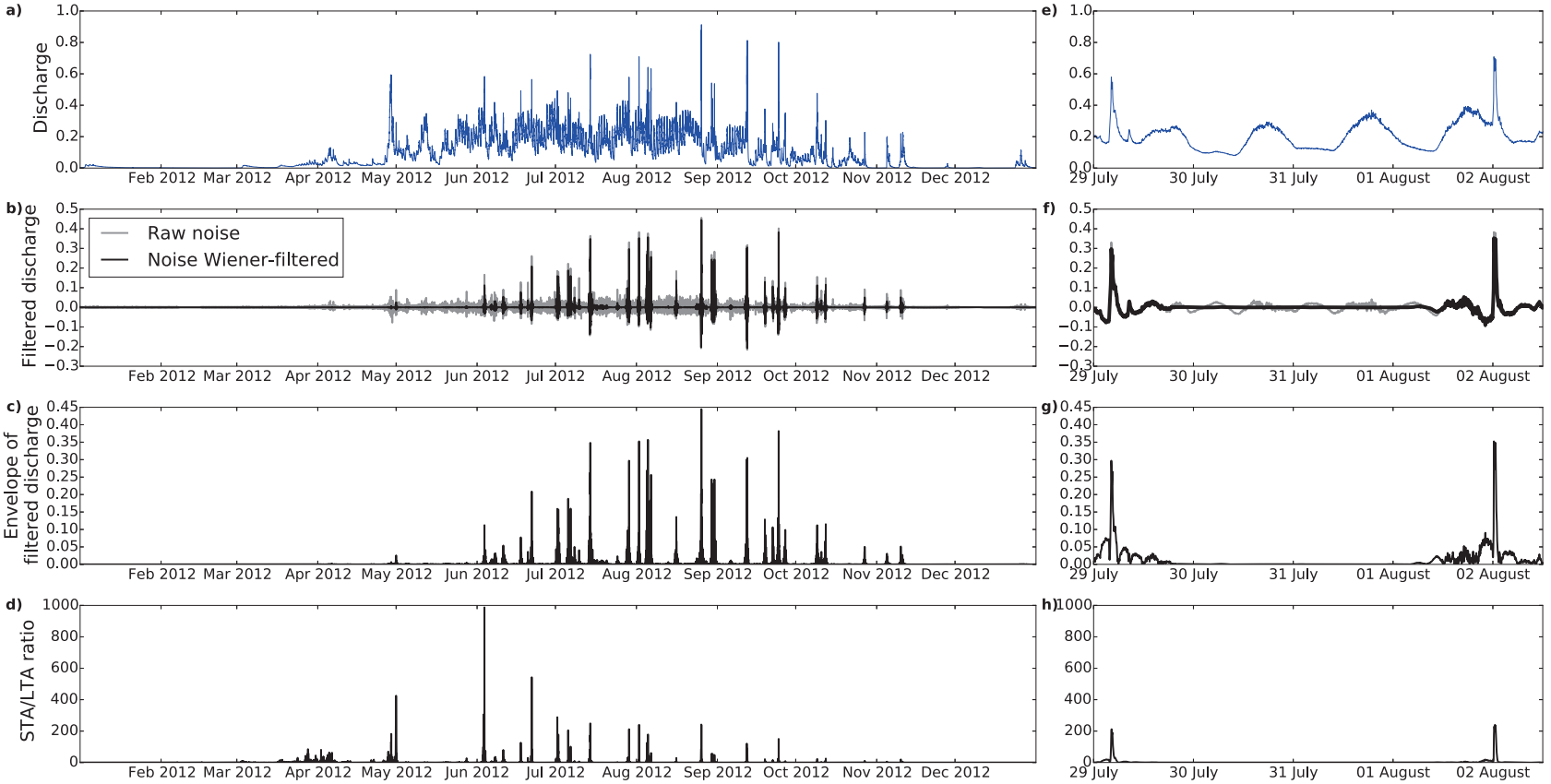


FIGURE *C.22 – Filtering process on 2012 discharge signal a,e) 2012 discharge signal ; b,f) Filtered discharge. The resulting signal corresponds to noise (gray line). This noise is additionally filtered with a Wiener filter (black line) ; c,g) Envelope of the filtered discharge ; d,h) STA/LTA ratio on the enveloppe with default parameters (see text).)*

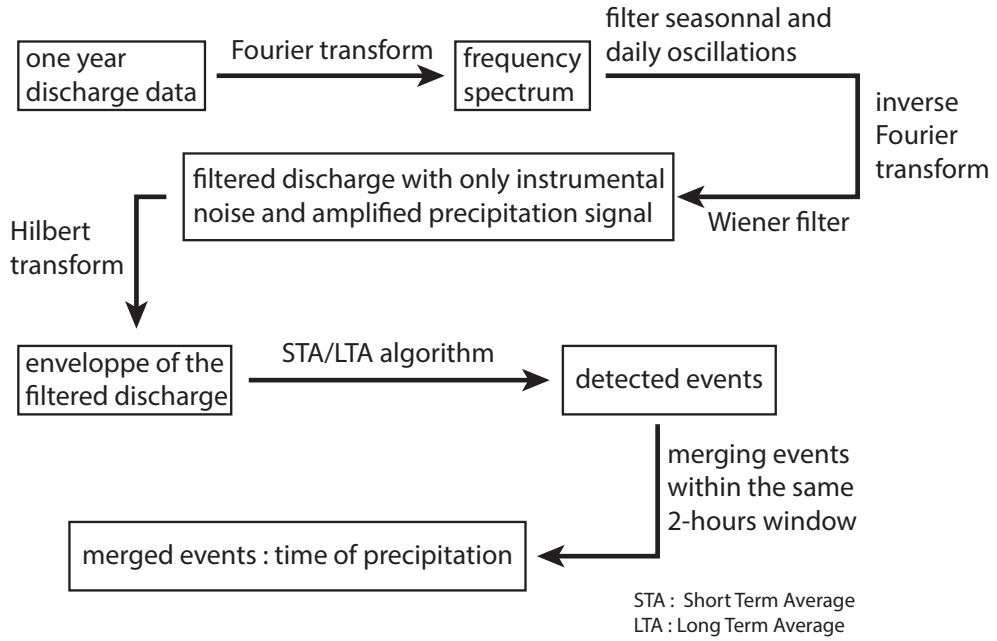


FIGURE *C.23 – Signal processing of the discharge to identify rain periods.*

de précipitation. Étant donné que la réponse du bassin versant est asymétrique, la partie décroissante de l'hydrographe de crue associée à une pluie présente un niveau de signal/bruit plus faible que la partie croissante. Avec le niveau de fin de détection initial de 2 (Trnkoczy, 2012), les événements pluvieux ne sont pas complètement identifiés. Cette valeur a été abaissée à 1 pour identifier de manière plus complète la réponse hydrologique aux précipitations.

Trois algorithmes de STA/LTA présentés par Withers et al. (1998) ont été testé :

1. l'algorithme STA/LTA classique décrit ci-dessus ;
2. le STA/LTA retardé, qui assure une indépendance statistique entre STA et LTA en ajoutant un délai entre chaque fenêtre, et
3. le STA/LTA récursif qui empêche les événements transitoires importants d'impacter le LTA et assure une réponse plus lissée du bruit de fond.

L'utilisation d'un algorithme de détection basé sur la valeur de la STA standardisée a également été testé. Ce paramètre correspond au Z-score c'est-à-dire le STA moins sa moyenne normalisé par sa déviation standard : $Z = (\text{STA} - \mu)/\sigma$ (Withers et al., 1998). Cette dernière méthode présente l'avantage de ne dépendre que de 3 paramètres (i.e. pas de LTA).

Les algorithmes de type STA/LTA produisent des résultats similaires. Cependant, l'algorithme basé sur le Z-score a une sensibilité inhérente aux variations du bruit. En conséquence, cette approche fonctionne mal pour la détection des événements de printemps et d'automne et cet algorithme n'a pas été conservé pour une analyse plus poussée. Afin de minimiser l'impact des événements transitoires sur le bruit de fond, l'algorithme de STA/LTA est utilisé par la suite pour réaliser la détection des événements pluvieux.

Afin de tester la qualité de la détection et d'étudier la sensibilité de chaque paramètre, un critère de qualité est défini. Les pics induits par la pluie sont tout d'abord manuellement sélectionnés en utilisant une comparaison visuelle entre débit, concentration en matière en suspension et données de précipitation. Ces pics manuellement sélectionnés constituent une identification de référence. Par ailleurs, l'export sédimentaire annuel du torrent des Bossons correspond à l'intégration temporelle de son flux sédimentaire. Une telle intégration est réalisée pour les périodes sèches définies par rapport à l'identification de référence. La valeur obtenue constitue l'intégration de référence et correspond la masse de sédiment exportée au cours des périodes sèches. La procédure d'identification par traitement du signal est appliquée pour différentes valeurs des paramètres STA, LTA et seuils de détections et l'intégrale associée calculée. Ces intégrales sont comparées à l'intégrale de référence. L'erreur absolue par rapport à l'intégrale de référence est alors calculée. Ce processus est itéré pour chaque combinaison de paramètres et les valeurs d'erreurs sur l'export sont normalisées par leur maximum. Le meilleur lot des paramètres pour la méthodologie développée correspond alors au minimum de ces erreurs normalisées et permet de savoir si la méthode sur-estime ou sous-estime les exports sédimentaires lors des périodes sèches.

C.6.3 Résultats

La méthode de traitement du signal développée est testée sur les données de l'année 2012. Les résultats initiaux de la procédure sont présentées sur la Fig. C.24. Sur cette dernière, les pics de débits liés aux précipitations sont clairement identifiés pour les orages de la saison de fonte. Toutefois, des mauvaises détections se produisent en début de saison et l'événement de printemps est notamment comptabilisé comme une période de pluie. Par ailleurs, certains faux positifs du STA/LTA sont liés à des erreurs de monitoring et ne sont pas corrélés avec la turbidité ; ils n'impactent donc pas le résultat d'une intégration sur le flux, produit d'un débit et d'une concentration. Au total, la méthode fonctionne de manière appréciable à partir des valeurs initiales des paramètres, mais ces derniers peuvent être sélectionnés de manière plus précise.

Dans le but de trouver le lot de paramètres permettant d'effectuer la détection la plus adéquate des événements de pluie, les trois paramètres ont été variés de 1 à 15 pour le seuil de détection, de 10 min à 24 h min pour la fenêtre STA et de 1 à 30 jours pour la fenêtre LTA. La Figure C.25 représente les erreurs réalisées sur les périodes sèches détectées pour différentes paramètres de la méthode de traitement du signal développée. Chaque point sur la Figure représente un triplet de paramètres et sa couleur varie du rouge au violet. Les tons violets correspondent à une détection de bonne qualité avec un faible écart entre l'intégration de référence et l'intégration issue de la méthode de traitement du signal. Les tons rouges indiquent une détection de mauvaise qualité et un écart important vis-à-vis de l'intégration de référence. De plus, chaque point triplet est symbolisé par un losange ou par un cercle, respectivement en fonction d'un export sous-estimé et sur-estimé.

Pour les données de l'année 2012, le meilleur triplet correspond à un seuil fixé à 8 et des durées de STA et LTA de 390 min et $\sim$ 3 jours. De nombreux triplets de paramètres fournissent cependant une détection d'excellente qualité et correspondent aux points violets sur la Fig.

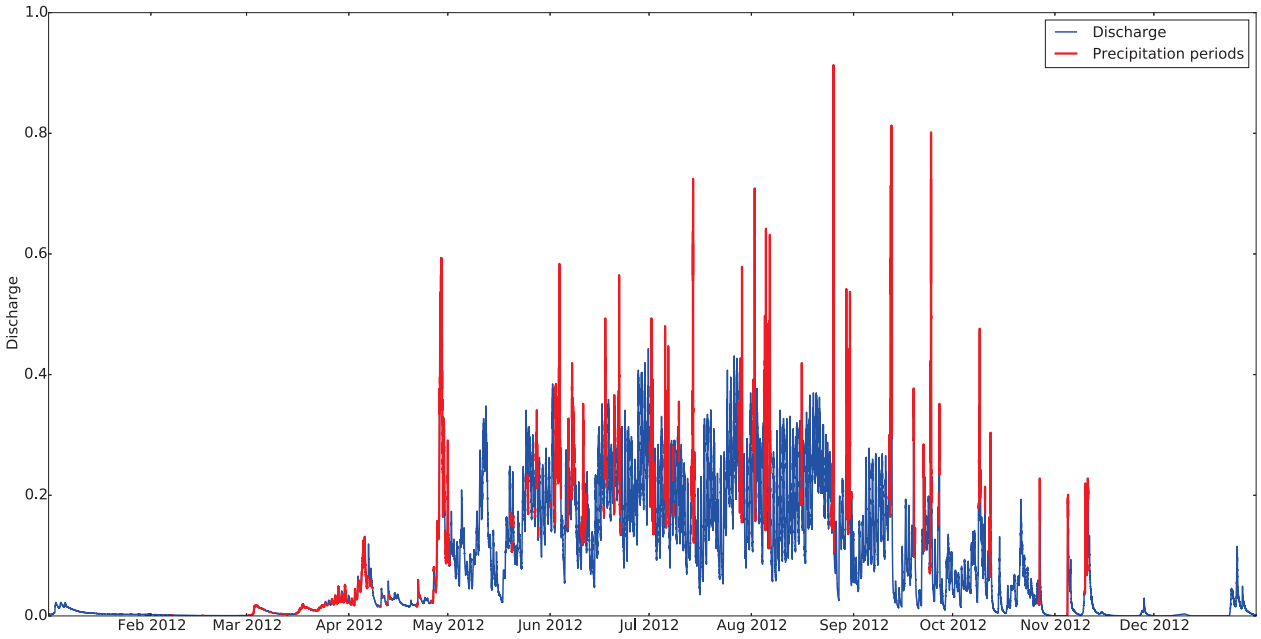


FIGURE *C.24 – Initial run to identify rain periods with trigger threshold at 2, STA and LTA windows at 10 min and 10 days, respectively*

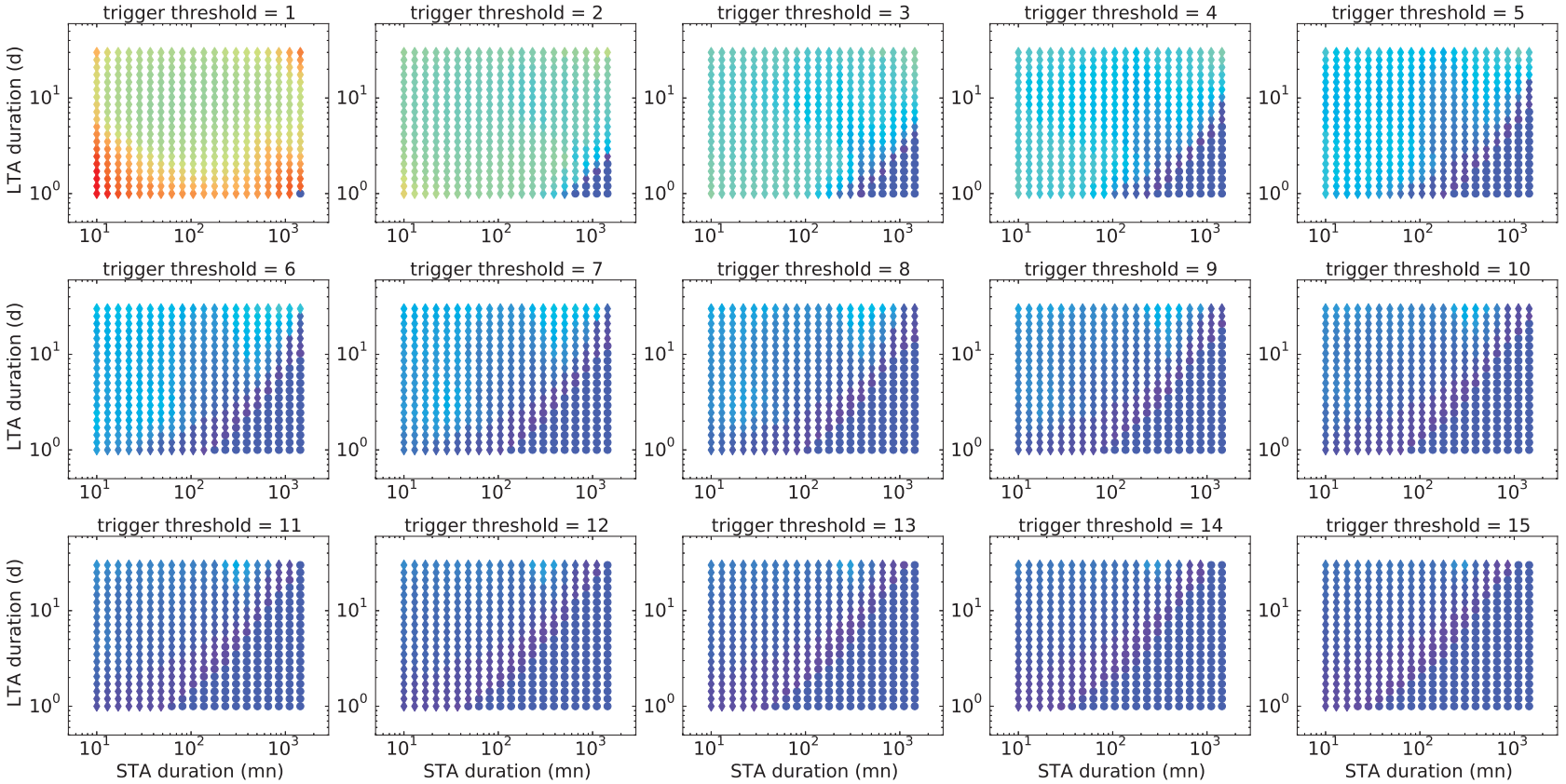


FIGURE *C.25 – Normalized export error for 2012 data and different values of the parameters. Each graph corresponds to a given trigger threshold for the picking algorithm. Each point pertains to a pair of STA and LTA durations. Notice the logarithm scale on each axis. The color scale corresponds to the visible light spectrum (i.e. rainbow) with red and purple valued at 1 (poor detection) and 0 (good detection), respectively. Diamonds and circles indicate under and over-estimation of the export, respectively.*

C.25). Au-dessus et en dessous de cette zone de bonne détection, les valeurs d'export sont respectivement sous-estimées et sur-estimées. D'une manière générale, ces points correspondent à des fenêtres STA d'une durée supérieure à deux heures. A part, cette limitation, les valeurs du seuil de détection et des fenêtres STA et LTA sont mal contraintes. Toutefois, à partir d'un seuil de détection de 10, l'écart par rapport à l'intégration de référence est en moyenne inférieur à 20%.

C.6.4 Conclusion

La méthodologie développée fonctionne de manière appréciable en utilisant les trois paramètres initiaux. Toutefois, la recherche d'un triplet de paramètres idéals est complexe et de très nombreuses combinaisons permettent d'obtenir des intégrales de flux correspondant à celles obtenues par détection manuelle. D'une manière générale, il semble qu'un seuil de détection et une fenêtre STA supérieurs, respectivement, à 10 et 120 min, fournissent les meilleurs résultats. Au total, les précipitations et l'export y correspondant sont bien contraints par la méthodologie adoptée, mais cette dernière nécessite une calibration afin de sélectionner un jeu de paramètre pertinent pour le système étudié.

Annexe D

Mesures du bruit sismique lié au transport de la charge grossière du torrent des Bossons

Dans cette annexe sont reportées les résumés de deux communications orales réalisés par F. Gimbert à l'*International workshop of acoustic and seismic monitoring of bedload and mass movements* (Sep. 04-07, 2013, Zurich) et à l'*AGU Fall Meeting* de 2013. Ces travaux reposent en partie sur des mesures sismiques, hydrologiques et topographiques effectuées dans le torrent des Bossons au cours de l'année 2013. En particulier, les vitesses de l'écoulement mesurées en Juillet 2013 sont reportées sur la Fig. D.1.

Exploring the mechanics of water flow and bedload sediment transport and their interplay with river topography using seismic observations acquired along the "Les Bossons" river (France)

Gimbert, F.[1], Tsai, V.C.[1], Lamb, M.P.[2], Guillon, H.[3], Mugnier, J.-L.[3]

[1] Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA
[2] Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA
[3] Institut des Sciences de la Terre, Université de Savoie, Chambéry, France

Seismic observations near rivers may be used to infer bedload sediment flux rates, a quantity that is particularly challenging to measure continuously through other means. However, there remain difficulties in applying the seismic technique, including understanding the correct mechanical interpretation for the various observations. This work aims at improving estimates of sediment bedload fluxes using seismic noise by developing appropriate mechanical descriptions of river mechanics such as bedload transport and water flow, and their connections with river morphology such as slope, roughness and degree of channelization. We conducted a field experiment at the Les Bossons river, a small mountain stream fed by a large Alpine glacier in the Mont-Blanc area (France). This river exhibits a wide range of bed roughness and average slopes, which vary from 1 to about 30 degrees. These features make the Les Bossons river an ideal place to test theoretical assumptions on seismic noise induced by both water flow and bedload transport. For water flow, we propose a mechanical description of noise induced by water flowing down large riverbed steps that decrease in size in the downstream direction. Our analysis is supported by in-situ measurements of riverbed roughness, topography, water discharge and water flow velocities, that were measured over scales of several tens of meters and also locally in plunge pools. To constrain the granular bed mechanics, we investigate the motion of individual sediment particles by isolating individual impact events from the seismic signal. We investigate the grain impacts and their mechanical properties such as grain size, impact velocity and impact directionality, which can be obtained by evaluating the ratio of Rayleigh versus Love waves. This information provides useful constraints that allow us to improve upon the mechanical model recently proposed by Tsai et al. (2012). Finally, we apply the theoretical concepts described above to analyze a flood event that induced a complete re-channelization of the river. Sediment transport and grain displacements were estimated by measuring river profiles before and after the event, and by analyzing PIT-tag grain trajectories. These estimates are compared with the sediment flux rates obtained from the seismic noise records.

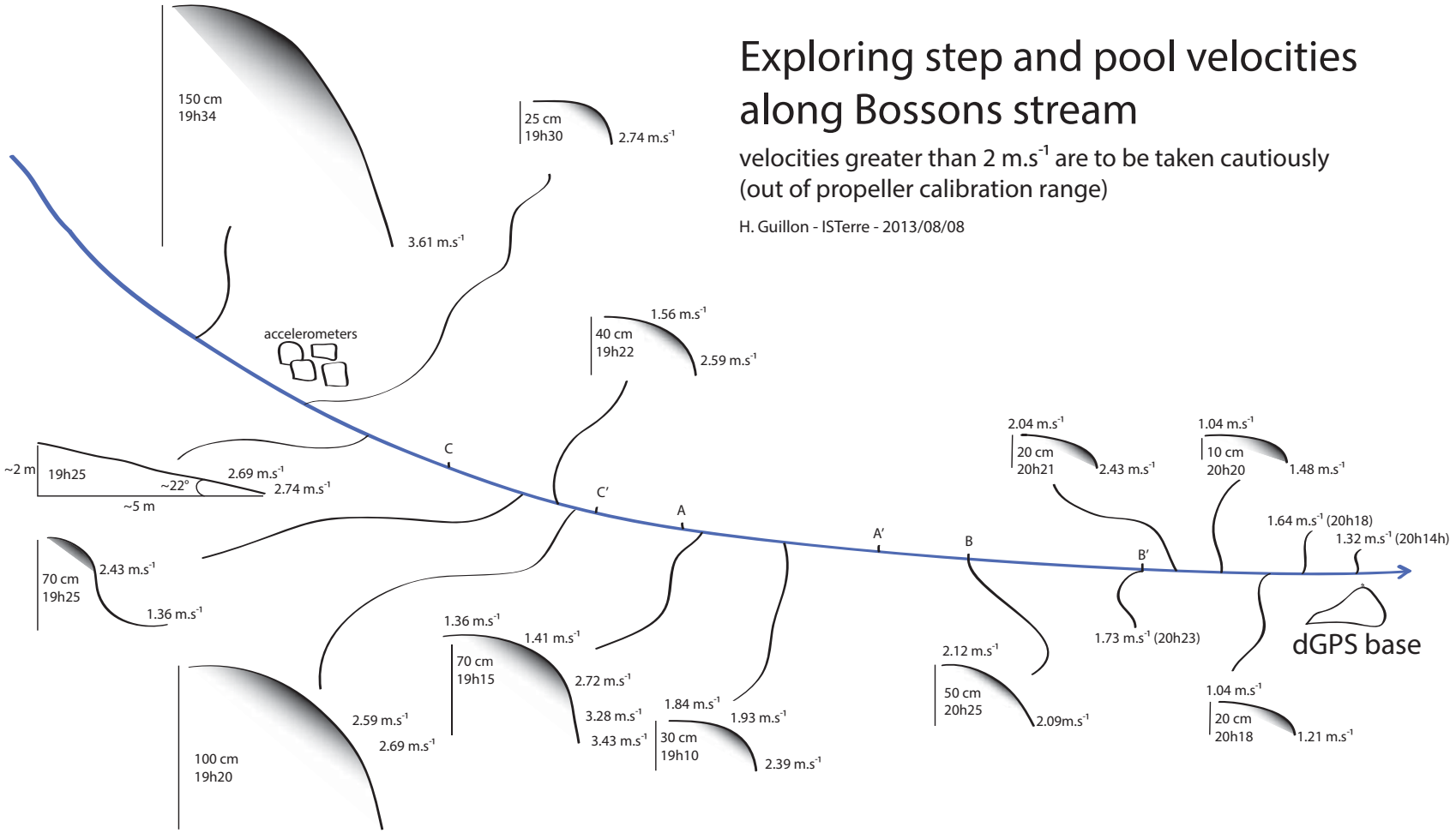


FIGURE *D.1 – Vitesse d'écoulement du torrent des Bossons effectuée au moulinet en juillet 2013.*

Invited talk

UNDERSTANDING THE SEISMIC SIGNATURE OF SEDIMENT TRANSPORT AND WATER FLOW NOISE GENERATION IN RIVERS: APPLICATION TO VARIOUS RIVERS

Gimbert, F.[1,4], Tsai, V.C.[1,4], Schmandt, B.[2], Aster, R.[3], Lamb, M.P.[4], Scherler, D.[4], Guillon, H.[5] and Mugnier J-L.[5]

[1] Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena CA, USA, gimbertf@caltech.edu; tsai@caltech.edu

[2] Department of Earth and Planetary Sciences, University of New Mexico, Albuquerque NM, USA; bschmandt@unm.edu

[3] Department of Earth and Environmental Sciences, New Mexico Tech, Socorro NM, USA; aster@ess.nmt.edu

[4] Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena CA, USA; mpl@gps.caltech.edu, scherler@caltech.edu

[5] Institut des Sciences de la Terre, Universite de Savoie, Chambéry, France ; herve.guillon@ymail.com, jean-louis ; mugnier@univ-savoie.fr

Key words: bedload transport, water flow, seismic noise, particle impacts.

Sediment flux rates in rivers are often difficult to measure, causing large unknowns in predictions of landscape evolution. Bedload sediment fluxes are particular challenging to measure, and seismic noise measurements promise to partially fill this gap in measurement capabilities. The aim of this study is to improve the seismic bedload measurement technique by providing relevant mechanical descriptions to quantify the seismic noise generated by rivers. A theoretical understanding of seismic noise induced by both bedload transport and water flow are provided, supported by specific seismic observations from two rivers.

Our work builds on a model for bedload transport that was previously proposed (Tsai et al., 2012), which provides an expression for the power spectral density (PSD) of the Rayleigh waves generated by impulsive impacts from saltating particles. Although this model produces realistic predictions of bedload flux when applied to existing seismic data, the model has many simplifications that are expected to be unrealistic, including the assumption that the sediment grain size distribution is known, that water noise does not contribute significant energy, and that impacts are purely vertical.

Using data from two different field experiments, we address these major difficulties. The first experiment took place along the Les Bossons River, a relatively small mountain stream fed primarily by glacier meltwater runoff. Seismic data were acquired here during the summer, when discharge exhibits a strong daily cycle. The motion of individual sediment particles that occurred during time periods of large water discharge were tracked, and clear individual impact events were observed in the seismic data. This data provide important constraints on the high-end of the grain size distribution that are needed to solve for sediment flux rates. Moreover, as estimates of transported grain sizes are also provided using independent measurement techniques, this data helps to constrain the theoretical assumptions made in bedload transport models on both the mechanistic and wave propagation part. The directionality of impacts can also be explored through evaluating the ratio of Rayleigh versus Love generated waves.

The second field experiment took place along the Colorado River during a controlled dam release, which provided a unique opportunity to observe sediment transport under known discharge conditions. Seismic data from this experiment contain many interesting features, including a clear bedload signature that is not in phase with water discharge, and also clear signals due to water noise. These

various signals occur in overlapping but distinct frequency bands, with relatively well defined peaks due to water noise at frequencies mostly below 10 Hz, and broader bedload peaks from 5-35 Hz. Preliminary modeling of the water noise is able to reproduce some of the features observed related to water noise, and suggests that part of the noise results from turbulent water impacting on large riverbed protrusions and part of it is generated by breaking waves at the surface. This improved characterization of the different contributions of water noise versus bedload transport to the seismic signal will be crucial to allowing us to robustly invert seismic data for bedload transport rates.

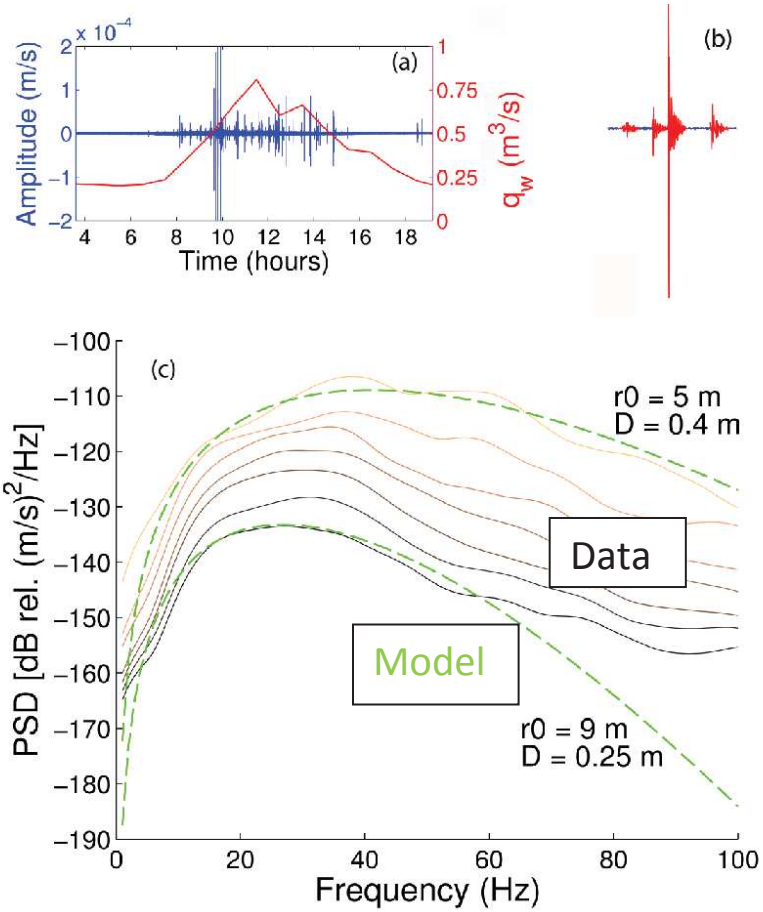


Fig. 1: Grain size estimates inverted using the model of Tsai et al. (2012) by considering the seismic signal acquired along the "Les Bossons" River during an extreme flood event. (a) Ground velocity (blue) recorded at 1 of the 4 deployed seismic stations, superimposed with water discharge (red). (b) Zoom on the seismic signal plotted in (a), showing large impulses associated with single grain impacts. (c) Recorded PSDs associated with automatically picked impulses (contiguous lines) and inverted PSDs using the model of Tsai et al. (2012) (dashed lines). The inversion is performed by tuning two parameters: the distance r_0 between the grain impact and the seismic station, and the grain size D.

REFERENCES

V.C. Tsai, B. Minchew, M. P. Lamb and J-P. Ampuero (2012), A physical model for seismic noise generation from sediment transport in rivers, Geophys. Res. Lett., 39, L02404, doi:10.1029/2011GL050255.

Bibliographie

A. Einstein 1905 Uber die von der molekularkinetischen Theorie der Warme geforderte Bewegung von in ruhenden Fliissigkeiten suspendierten Teilchen. *Ann. Physik* **17**, 549.

Aguilar G, Carretier S, Regard V, Vassallo R, Riquelme R and Martinod J 2014 Grain size-dependent 10Be concentrations in alluvial stream sediment of the huasco valley, a semi-arid andes region. *Quaternary Geochronology* **19**, 163–172.

Albertino D, Buffet A and Chambon A 2013 *Test d'un système de détection de passage de galets dans un torrent par RFID* Bachelor's thesis IUT Annecy.

Allen P 2005 Striking a chord. *Nature* **434**(7036), 961–961.

Ancey C, Bohorquez P and Heyman J 2015 Stochastic interpretation of the advection-diffusion equation and its relevance to bed load transport. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* p. n/a–n/a.

Anderson RS 2000 A model of ablation-dominated medial moraines and the generation of debris-mantled glacier snouts. *Journal of Glaciology* **46**(154), 459–469.

Anthoine P 2012 *Mesure de la vitesse de déplacement des galets à l'avant du glacier des Bossons* Bachelor's thesis Université de Savoie.

Arnaud F, Piégay H, Vaudor L, Bultingaire L and Fantino G 2015 Technical specifications of low-frequency radio identification bedload tracking from field experiments : Differences in antennas, tags and operators. *Geomorphology* **238**, 37–46.

Arnold M, Merchel S, Bourlès DL, Braucher R, Benedetti L, Finkel RC, Aumaître G, Gottdang A and Klein M 2010 The french accelerator mass spectrometry facility aster : Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**(11-12), 1954–1959.

Bagnold RA 1966 An approach to the sediment transport problem from general physics. *USGS Professional Paper* **422-I**(I), 37.

Balco G, Stone JO, Lifton NA and Dunai TJ 2008 A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. *Quaternary Geochronology* **3**(3), 174–195.

Ballantyne CK 2002 Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1935–2017.

Ban N, Schmidli J and Schär C 2015 Heavy precipitation in a changing climate : Does short-term summer precipitation increase faster ?. *Geophys. Res. Lett.* **42**(4), 1165–1172.

Benn D and Evans J 2010 *Glaciers and glaciation, second ed.*. Hodder education.

Benn D, Gulley J, Luckman A, Adamek A and Glowacki PS 2009 Englacial drainage systems formed by hydrologically driven crevasse propagation. *Journal of Glaciology* **55**(191), 513–523.

Berg F, Schlunegger F, Akar N and Kubik P 2012 10Be-derived assessment of accelerated erosion in a glacially conditioned inner gorge, Entlebuch, Central Alps of Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* **37**(11), 1176–1188.

Berthet J 2015 personnal communication.

Berthet J, Astrade L, Ployon E and Jaillet S 2013 Dynamic of sediments assessment by terrestrial laserscanner, application to quantify sediment yield of four streams in French Alps. *8th International Conference (IAG) on Geomorphology*, Paris, France. Poster.

Berthier E 2016 personnal communication.

Berthier E, Vadon H, Baratoux D, Arnaud Y, Vincent C, Feigl K, Rémy F and Legrésy B 2005 Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment* **95**(1), 14–28.

Bezingue A 1989 The management of sediment transported by glacial melt-water streams and its significance for the estimation of sediment yield. *Annals of Glaciology* **13**, X–X.

Bilokon H, Castagnoli GC, Castellina A, Piazzoli BD, Mannocchi G, Meroni E, Picchi P and Vernetto S 1989 Flux of the vertical negative muons stopping at depths 0.35â1000 hg/cm2. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* **94**(B9), 12145–12152.

Blatter H and Hutter K 1991 Polythermal conditions in Arctic glaciers. *J. Glaciol.* **37**(126), 261–269.

Bohlert R, Gruber S, Egli M, Maisch M, Brandova D, Haeberli W, Ivy-Ochs S, Chirstl M, Kubik PW and Philip D 2008 Comparison of exposure ages and spectral properties of rock surfaces in steep, high alpine rock walls of Aiguille du Midi, France In *Ninth International Conference on Permafrost* (ed. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks V).

Bonamente M 2013 *Statistics and Analysis of Scientific Data (Graduate Texts in Physics)*. Springer.

Boulton G 1974 *Glacial Geomorphology* State University of New York chapter Processes and patterns of glacial erosion, pp. 41–87.

Boulton G 1979 Processes of glacier erosion on different subtrata. *Journal of Glaciology* **23**, 15–38.

Boué A, Lesage P, Cortés G, Valette B and Reyes-Dávila G 2015 Real-time eruption forecasting using the material failure forecast method with a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* **120**(4), 2143–2161.

Bracken LJ, Turnbull L, Wainwright J and Bogaart P 2014 Sediment connectivity : a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(2), 177–188.

Bradley DN and Tucker GE 2012 Measuring gravel transport and dispersion in a mountain river using passive radio tracers. *Earth surface processes and landforms* **37**, 1034–1045.

Bradley DN, Tucker GE and Benson DA 2010 Fractional dispersion in a sand bed river. *Journal of Geophysical Research*.

Braucher R, Brown E, Bourlès D and Colin F 2003 In situ produced 10be measurements at great depths : implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **211**(3–4), 251 – 258.

Braun J, van der Beek P, Valla P, Robert X, Herman F, Glotzbach C, Pedersen V, Perry C, Simon-Labric T and Prigent C 2012 Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE. *Tectonophysics* **524-525**, 1–28.

Braun J, Zwartz D and Tomkin JH 1999 A new surface-processes model combining glacial and fluvial erosion. *Annals of Glaciology* **28**(1), 282–290.

Brockmann E, Ineichen D, Marti U, Schaer S, Schlatter A and Villiger A 2012 Determination of tectonic movements in the swiss alps using gnss and levelling In *Geodesy for Planet Earth* (ed. Kenyon S, Pacino MC and Marti U) vol. 136 of *International Association of Geodesy Symposia* Springer Berlin Heidelberg pp. 689–695.

Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD and Brook EJ 1991 Examination of surface exposure ages of antarctic moraines using in situ produced 10be and 26al. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**(8), 2269 – 2283.

Brown ET, Stallard RF, Larsen MC, Raisbeck GM and Yiou F 1995 Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced 10Be in the luquillo experimental forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters* **129**(1–4), 193 – 202.

Budd W, Keage P and Blundy N 1979 Empirical studies of ice sliding. *Journal of Glaciology* **23**, 157–70.

Buoncristiani JF 2016 personnal communication.

Bussy F, Hernandez J and von Raumer JF 2000 Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont Blanc Massifs, Western Alps) . *Geological Society of America Special Papers* **350**, 221–233.

Bussy F, Schaltegger U and Marro C 1989 The age of the Mont Blanc granite (Western Alps) : a heterogeneous isotopic system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **69**, 3–13.

Carretier S, Regard V, Vassallo R, Aguilar G, Martinod J, Riquelme R, Pepin E, Charrier R, Herail G, Farias M, Guyot J, Vargas G and Lagane C 2013 Slope and climate variability control of erosion in the andes of central chile. *Geology* **41**(2), 195–198.

Champagnac JD, Molnar P, Sue C and Herman F 2012 Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research* **117**, B02403.

Champagnac JD, Schlunegger F, Norton K, von Blanckenburg F, Abbühl LM and Schwab M 2009 Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* **474**, 236–249.

Chapman T 1999 A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* **13**(5), 701–714.

Chapuis M, Bright CJ, Hufnagel J and MacVicar B 2014a Detection ranges and uncertainty of passive radio frequency identification (RFID) transponders for sediment tracking in gravel rivers and coastal environments. *Earth Surface Processes and Landforms* **39**(15), 2109–2120.

Chapuis M, Dufour S, Provansal M, Couvert B and de Linares M 2014b Coupling channel evolution monitoring and RFID tracking in a large, wandering, gravel-bed river : Insights into sediment routing on geomorphic continuity through a riffle–pool sequence. *Geomorphology*.

Chignier A 2014 *Mesure de la charge de fond à la sortie de la plaine alluviale du glacier des Bossons, à l'aide de PIT tags* Bachelor's thesis Université de Savoie.

Chmeleff J, von Blanckenburg F, Kossert K and Jakob D 2010 Determination of the 10be half-life by multicollector icp-ms and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**(2), 192 – 199.

Chow V, Maidment D and Mays L 1988 *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York.

Church M and Ryder JM 1972 Paraglacial sedimentation : A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 3059–3072.

Church M and Slaymaker O 1989 Disequilibrium of holocene sediment yield in glaciated british columbia. *Nature* **337**, 452–454.

Clarke GKC, Jarosch AH, Anslow FS, Radić V and Menounos B 2015 Projected deglaciation of western Canada in the twenty-first century. *Nature Geoscience* **8**(5), 372–377.

Clift PD 2010 Enhanced global continental erosion and exhumation driven by OligoMiocene climate change. *Geophysical Research Letters* **37**, L09402.

Codilean AT, Fenton CR, Fabel D, Bishop P and Xu S 2014 Discordance between cosmogenic nuclide concentrations in amalgamated sands and individual fluvial pebbles in an arid zone catchment. *Quaternary Geochronology* **19**, 173–180.

Corbel J 1963 Glaciers et climats dans le massif du mont-blanc. *Revue de géographie alpine* **51**(2), 321–360.

Cowton T, Nienow P, Sole A, Wadham J, Lis G, Bartholomew I, Mair D and Chandler D 2013 Evolution of drainage system morphology at a landterminating greenlandic outlet glacier. *Geophysical Research Letters* **118**, 1–13.

Dadson SJ and Church M 2005 Postglacial topographic evolution of glaciated valleys : a stochastic landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**, 1387–1403.

de Winter IL, Storms JE and Overeem I 2012 Numerical modeling of glacial sediment production and transport during deglaciation. *Geomorphology* **167-168**, 102–114.

Deline P, Akçar N, Ivy-Ochs S and Kubik PW 2015 Repeated holocene rock avalanches onto the brenva glacier, mont blanc massif, Italy : A chronology. *Quaternary Science Reviews* **126**, 186–200.

Delmas M, Calvet M and Gunnell Y 2009 Variability of Quaternary glacial erosion rates - A global perspective with special reference to the Earstern Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* **28**, 484–498.

Delunel R, van der Beek PA, BourlÃ¨s DL, Carcaillet J and Schlunegger F 2014 Transient sediment supply in a high-altitude alpine environment evidenced through a 10be budget of the etages catchment (french western alps). *Earth Surface Processes and Landforms* **39**(7), 890–899.

Delunel R, van der Beek PA, Carcaillet J, Bourlès DL and Valla PG 2010 Frost-cracking control on catchment denudation rates : Insights from in situ produced 10be concentrations in stream sediments (ecrins–pelvoux massif, french western alps). *Earth and Planetary Science Letters* **293**(1–2), 72 – 83.

Derrieux F, Siame LL, Bourlès DL, Chen RF, Braucher R, Léanni L, Lee JC, Chu HT and Byrne TB 2014 How fast is the denudation of the Taiwan mountain belt ? perspectives from in situ cosmogenic 10Be. *Journal of Asian Earth Sciences* **88**, 230–245.

Dielforder A and Hetzel R 2014 The deglaciation history of the Simplon region (southern Swiss Alps) constrained by 10Be exposure dating of ice-molded bedrock surfaces. *Quaternary Science Reviews* **84**, 26–38.

Drake T, Shreve R, Dietrich W, Whiting P and Leopold L 1988 Bedload transport of fine gravel observed by motion pictures. *J. Fluid Mech.* (192), 2193–2217.

Drewry DJ 1986 *Glacial Geologic Processes*. Eadward Arnold, Londo.

Dunai TJ 2010 *Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press.

Dunai TJ and Stuart FM 2009 Reporting of cosmogenic nuclide data for exposure age and erosion rate determinations. *Quaternary Geochronology* **4**(6), 437 – 440. <ce :title>Advances in Cosmogenic Isotope Research from CRONUS-EU</ce :title>.

Ehlers TA, Szameitat A, Enkelmann E, Yanites BJ and Woodsworth GJ 2015 Identifying spatial variations in glacial catchment erosion with detrital thermochronology. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* p. n/a–n/a.

Fallourd R 2012 *Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR haute résolution et mesures terrain* PhD thesis University of Grenoble.

Fallourd R, Harant O, Trouve E, Nicolas JM, Gay M, Walpersdorf A, Mugnier JL, Serafini J, Rosu D, Bombrun L, Vasile G, Cotte N, Vernier F, Tupin F, Moreau L and Bolon P 2011 Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal terrasar-x images and continuous gps measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **4**(2), 372–386.

Fan N, Zhong D, Wu B, Foufoula-Georgiou E and Guala M 2014 A mechanistic-stochastic formulation of bed load particle motions : From individual particle forces to the Fokker-Planck equation under low transport rates. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**(3), 464–482.

Fathel SL, Furbish DJ and Schmeeckle MW 2015 Experimental evidence of statistical ensemble behavior in bed load sediment transport. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* pp. n/a–n/a. 2015JF003552.

Fatichi S, Rimkus S, Burlando P, Bordoy R and Molnar P 2015 High-resolution distributed analysis of climate and anthropogenic changes on the hydrology of an alpine catchment. *Journal of Hydrology* **525**, 362–382.

Feigelson ED and Babu GJ 2012 *Modern Statistical Methods for Astronomy : With R Applications*. Cambridge University Press.

Feller W 1968 *An Introduction to Probability Theory and Its Applications, Vol. 1, 3rd Edition*. Wiley.

Feller W 1971 *An Introduction to Probability Theory and Its Applications : Volumes I & II : Second Edition*. John Wiley & Sons.

Flowers GE 2002 A multicomponent coupled model of glacier hydrology 1. theory and synthetic examples. *Journal of Geophysical Research*.

Fort M, Cossart Deline P, Dzikowski M, Nicoud G, Ravanel L, Schoeneich P and Wassmer P 2009 Geomorphic impacts of large and rapid mass movements : a review. *geomorphologie* (1/2009), 4764.

Fortin D, Kaufman DS, Arnold M, Schiefer E and Hawley N 2015 Late-summer peak in sediment accumulation in two lakes with contrasting watersheds, alaska. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography* **97**(4), 709–719.

Furbish DJ, Haff PK, Roseberry JC and Schmeeckle MW 2012a A probabilistic description of the bed load sediment flux : 1. theory. *Journal of Geophysical Research*.

Furbish DJ, Roseberry JC and Schmeeckle MW 2012b A probabilistic description of the bed load sediment flux : 3. the particle velocity distribution and the diffusive flux. *Journal of Geophysical Research*.

Furbish DJ, Ball AE and Schmeeckle MW 2012c A probabilistic description of the bed load sediment flux : 4. fickian diffusion at low transport rates. *Journal of Geophysical Research*.

Ganti V, Meerschaert MM, Foufoula-Georgiou E, Viparelli E and Parker G 2010 Normal and anomalous diffusion of gravel tracer particles in rivers. *Journal of Geophysical Research*.

Gao W, Gao S, Li Z, Lu XX, Zhang M and Wang S 2013 Suspended sediment and total dissolved solid yield patterns at the headwaters of urumqi river, northwestern China : a comparison between glacial and non-glacial catchments. *Hydrological Processes* **28**(19), 5034–5047.

Gardent M, Rabatel A, Dedieu JP and Deline P 2014 Multitemporal glacier inventory of the french alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* **120**, 24–37.

Gibbs JW 1902 *Elementary Principles in Statistical Mechanics*. Univ. Press, New Haven, Conn, Yale.

Gimbert F, Tsai VC, Lamb MP, Guillon H and Mugnier JL 2013 Exploring the mechanics of water flow and bedload sediment transport and their interplay with river topography using seismic observations acquired along the 'Les Bossons' river (France). *AGU Fall Meeting Abstracts* p. B4.

Gintz D, Hassan MA and Schmidt KH 1996 Frequency and magnitude of bedload tranport in a mountain river. *Earth surface processes and landforms* **21**, 433–445.

Glasser NF and Bennett MR 2004 Glacial erosional landforms : origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography* **28**(1), 43–75.

Glotzbach C, van der Beek P, Carcaillet J and Delunel R 2013 Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes : An example from the western alps. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **118**(3), 1491–1515.

Godon C 2013 *L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France)* PhD thesis Université de Grenoble.

Godon C, Guillon H, Buoncristiani JF and Mugnier JL 2014 Grain size distributions of the Bossons glacier (France). *PANGEAE : Data Publisher for Earth & Environmental Science*.

Godon C, Mugnier J, Fallourd R, Paquette J, Pohl A and Buoncristiani J 2013 The bossons glacier protects europe's summit from erosion. *Earth and Planetary Science Letters* **375**(0), 135 – 147.

Goehring BM, Schaefer JM, Schluechter C, Lifton NA, Finkel RC, Jull AT, Akcar N and Alley RB 2011 The rhone glacier was smaller than today for most of the holocene.. *Geology* **39**(7), 679(4).

Goehring BM, Vacco DA, Alley RB and Schaefer JM 2012 Holocene dynamics of the Rhone Glacier, Switzerland, deduced from ice flow models and cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* **351-352**, 27–35.

Goupy B 2011 *Dynamique de transfert et bilan sédimentaire en contexte glaciaire : application aux glaciers des bossons et de la mer de glace (massif du mont-blanc, france)* Master's thesis Université de Dijon.

Guillon H, Mugnier JL, Buoncristiani JF, Carcaillet J, Godon C, Prud'homme C, van der Beek P and Vassallo R 2015a Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using 10Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France). *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(9), 1202–1215.

Guillon H, Godon C, Buoncristiani JF and Mugnier JL 2015b Hydro-sedimentary parameters measurements within the proglacial area of the Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France). *PANGEAE : Data Publisher for Earth & Environmental Science*.

Guillon H, Mugnier JL, Godon C, Buoncristiani JF, Goutaland D, Winiarsky T and Bièvre G 2015c Sediment volume variations inferred from DGPS measurements within Bossons glacier proglacial area (Mont-Blanc massif, France). *PANGEAE : Data Publisher for Earth & Environmental Science*.

Guillon H, Godon C, Goupy B, Pohl A, Buoncristiani JF and Mugnier JL 2013 Glacial and periglacial erosion rate inferred from five years of detrital flux monitoring (Bossons stream,Mont-Blanc massif, France) *8th International conference (AIG) on Geomorphology, Abstracts Volume*.

Gulick SPS, Jaeger JM, Mix AC, Asahi H, Bahlburg H, Belanger CL, Berbel GBB, Childress L, Cowan E, Drab L and et al. 2015 Mid-pleistocene climate transition drives net mass loss from rapidly uplifting st. elias mountains, alaska. *Proc Natl Acad Sci USA* **112**(49), 15042–15047.

Gurnell A, Edwards P, Petts G and Ward J 2000 A conceptual model for alpine proglacial river channel evolution under changing climatic conditions. *CATENA* **38**(3), 223–242.

Gurnell A, Hannah D and Lawler D 1996 Suspended sediment yield from glacier basins *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspective (Proceedings of the Exeter Symposium)*, vol. 236. IAHS Publ.

Gurnell AM 1987 *Fluvial sediment yeield from alpine, glacierized catchments* Wiley chapter 10, pp. 207–284.

Gurnell AM, Hodson A, Clark MJ, Bogen J, Hagen JO and Tranter M 1994 Water and sediment discharge from glacier basins : an arctic and alpine comparison *Proceedings symposium Canberra, Variability in stream erosion and sediment transport*, vol. 224, pp. 325–334. IAHS Publication.

H.A. Einstein 1937 The bedload transport as probability problem. *Mitteilung der Versuchsanstalt fuer Wasserbau an der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich*.

H.A. Einstein 1950 The Bed-Load Function for Sediment Transport in Open Channel Flow. Technical Bulletin 1026, Soil. Conserv. Serv., U.S. Dep. of Agric., Washington, D.C.

Haeberli W 1976 Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **11**(2), 203–220.

Hallet B, Hunter L and Bogen J 1996 Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* **12**, 213–235.

Hassan MA, Church M and Ashworth PJ 1992 Virtual rate and mean distance of travel of individual clasts in gravel-bed channels. *Earth Surface Processes and Landforms* **17**(6), 617–627.

Hassan MA, Voepel H, Schumer R, Parker G and Fraccarollo L 2013 Displacement characteristics of coarse fluvial bed sediment. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **118**(1), 155–165.

Hay WW 1998 Detrital fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology* **145**, 287–323.

Heimsath AM and McGlynn R 2008 Quantifying periglacial erosion in the Nepal high Himalaya. *Geomorphology* **97**, 5–23.

Heisinger B, Lal D, Jull A, Kubik P, Ivy-Ochs S, Neumaier S, Knie K, Lazarev V and Nolte E 2002a Production of selected cosmogenic radionuclides by muons : 1. fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **200**(3-4), 345–355.

Heisinger B, Lal D, Jull A, Kubik P, Ivy-Ochs S, Knie K and Nolte E 2002b Production of selected cosmogenic radionuclides by muons : 2. capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters* **200**(3-4), 357–369.

Heisinger B, Niedermayer M, Hartmann F, Korschinek G, Nolte E, Morteani G, Neumaier S, Petitjean C, Kubik P, Synal A and Ivy-Ochs S 1997 In-situ production of radionuclides at great

depths. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms* **123**(1-4), 341–346.

Helmstetter A, Moreau L, Nicolas B, Comon P and Gay M 2015 Intermediate-depth icequakes and harmonic tremor in an alpine glacier (glacier d'argentière, France) : Evidence for hydraulic fracturing ?. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **120**(3), 402–416.

Herman F and Braun J 2008 Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand : Insights from a glacial erosion model. *Journal of Geophysical Research* **113**, F02009.

Herman F and Champagnac JD 2015 Plio-pleistocene increase in erosion rates in mountain belts in response to climate change. *Terra Nova* p. n/a–n/a.

Herman F, Beaud F, Champagnac JD, Lemieux JM and Sternai P 2011 Glacial hydrology and erosion patterns : A mechanism for carving glacial valleys. *Earth surface processes and landforms* **310**, 498–508.

Herman F, Beyssac O, Brughelli M, Lane SN, Leprince S, Adatte T, Lin JYY, Avouac JP and Cox SC 2015 Erosion by an alpine glacier. *Science* **350**(6257), 193–195.

Hinderer M 2001 Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* **14**, 231–263.

Hinderer M, Kastowski M, Kamelger A, Bartolini C and Schlunegger F 2013 River loads and modern denudation of the alps — a review. *Earth-Science Reviews* **118**, 11–44.

Hodgkins R, Cooper R, Wadham J and Tranter M 2003 Suspended sediment fluxes in a high-arctic glacierised catchment : implications for fluvial sediment storage. *Sedimentary Geology* **162**(1-2), 105–117.

Hodson A, Gurnell A, Tranter M, Bogen J, Hagen JO and Clark M 1998 Suspended sediment yield and transfer processes in a small high-arctic glacier basin, Svalbard. *Hydrological Processes* **12**(1), 73–86.

Hodson, Andrew J and Ferguson, Robert I 1999 Fluvial suspended sediment transport from cold and warm-based glaciers in Svalbard. *Earth Surface Processes and Landforms* (24), 957–974.

Hormes A, Müller B and Schlüchter C 2001 The alps with little ice : evidence for eight holocene phases of reduced glacier extent in the central swiss alps. *The Holocene* **11**(3), 255–265.

Houbrechts G, Levecq Y, Peeters A, Hallot E, Van Campenhout J, Denis AC and Petit F 2015 Evaluation of long-term bedload virtual velocity in gravel-bed rivers (ardenne, Belgium). *Geomorphology*.

Hsu L, Dietrich WE and Sklar LS 2014 Mean and fluctuating basal forces generated by granular flows : Laboratory observations in a large vertically rotating drum. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**(6), 1283–1309.

Hubbard B and Nienow P 1997 Alpine subglacial hydrology. *Quaternary Science Reviews* **16**(9), 939–955.

Hudson R and Fraser J 2005 Introduction to Salt Dilution gauging for Streamflow Measurement Part IV : The Mass Balance (or Dry Injection) Method. *Streamline* **9**, 6–12.

Humphrey N and Raymond C 1994 Hydrology, Erosion and Sediment Production in a Surging Glacier - Variegated Glacier, Alaska, 1982-83. *Journal of Glaciology* **40**(136), 539–552.

Huss M 2012 Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale : the European alps 1900–2100. *The Cryosphere* **6**(4), 713–727.

Huss M 2015 personnal communication.

Huss M and Farinotti D 2012 Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research* **117**(F4), F04010.

Huss M and Farinotti D 2014 A high-resolution bedrock map for the antarctic peninsula. *The Cryosphere* **8**(4), 1261–1273.

Huss M, Hock R, Bauder A and Funk M 2012 Conventional versus reference-surface mass balance. *JoG* **58**(208), 278–286.

Inoue T, Izumi N, Shimizu Y and Parker G 2014 Interaction among alluvial cover, bed roughness, and incision rate in purely bedrock and alluvial-bedrock channel. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* p. n/a–n/a.

Iverson NR 1990 Laboratory Simulations of Glacial Abrasion : Comparison with Theory. *Journal of Glaciology* **36**, 304–14.

Iwashita M and Shimamura T 2003 Long-term variations in dissolved trace elements in the sagami river and its tributaries (upstream area), Japan. *Science of The Total Environment* **312**(1-3), 167–179.

Joerin UE, Stocker TF and Schlüchter C 2006 Multicentury glacier fluctuations in the swiss alps during the holocene. *holocene* **16**(5), 697–704.

Johnson JPL 2014 A surface roughness model for predicting alluvial cover and bed load transport rate in bedrock channels. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* p. n/a–n/a.

Jordan P and Slaymaker O 1991 Holocene sediment production in lillooet river basin, british Colombia : A sediment budget approach. *Géographie physique et Quaternaire* **45**(1), 45.

Julien P 2010 *Erosion and sedimentation*. Cambridge University Press, Cambridge New York.

Kirpich, T. P 1940 Time of concentration of small agricultural watersheds. *Journal of Civil Engineering* **10**(6), 362.

Klaar MJ, Kidd C, Malone E, Bartlett R, Pinay G, Chapin FS and Milner A 2014 Vegetation succession in deglaciated landscapes : implications for sediment and landscape stability. *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(8), 1088–1100.

Kleinhans MG and van Rijn LC 2002 Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of hydraulic engineering* pp. 412–425.

Knight J and Harrison S 2014 Mountain glacial and paraglacial environments under global climate change : Lessons from the past, future directions and policy implications. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography* **96**(3), 245–264.

Kong Y and Pang Z 2011 Isotope hydrograph separation in alpine catchments : a review. *Sciences in Cold and Arid Regions*.

Koppes M and Hallet B 2006 Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. *Journal of Geophysical Research* **111**, F02023.

Koppes M, Hallet B, Rignot E, Mouginot J, Wellner JS and Boldt K 2015 Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature* **526**(7571), 100–103.

Koppes MN and Montgomery DR 2009 The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience* **2**(9), 644–647.

Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann U, Knie K, Rugel G, Wallner A, Dillmann I, Dollinger G, von Gostomski CL, Kossert K, Maiti M, Poutivtsev M and Remmert A 2010 A new value for the half-life of 10be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**(2), 187 – 191.

Kovanen D and Slaymaker O 2014 The paraglacial geomorphology of the fraser lowland, southwest british columbia and northwest washington. *Geomorphology*.

Kuai KZ and Tsai CW 2012 Identification of varying time scales in sediment transport using the Hilbert–huang transform method. *Journal of Hydrology* **420-421**, 245–254.

Kuhlemann J and Kempf O 2002 Post-Eocene evolution of the north alpine foreland basin and its response to alpine tectonics. *Sedimentary geology* **152**, 45–78.

Kuhlemann J, Frisch W, Dunkl I and Székely B 2001 Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget : the Miocene core complexes of the Alps. *Tectonophysics* **330**, 1–23.

Kuhlemann J, Frisch W, Székely B, Dunkl I and Kazmér M 2002 Post-collisional sediment budget history of the alps : tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences* **91**, 818–837.

Lajeunesse E, Devauchelle O, Houssais M and Seizilles G 2013 Tracer dispersion in bedload transport. *Advances in Geosciences* **37**, 1–6.

Lal D 1991 Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* **104**(2–4), 424 – 439.

Lamarre H and Roy AG 2008a A field experiment on the development of sedimentary structures in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms* **33**(7), 1064–1081.

Lamarre H and Roy AG 2008b The role of morphology on the displacement of particles in a step–pool river system. *Geomorphology* **99**, 270–279.

Lamarre H, MacVicar B and Roy AG 2005 Using passive integrated transponder (pit) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research* **75**(4), 736–741.

Lamb MP, Dietrich WE and Venditti JG 2008 Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope ?. *Journal of Geophysical Research* **113**, F02008.

Lamb MP, Finnegan NJ, Scheingross JS and Sklar LS 2015 New insights into the mechanics of fluvial bedrock erosion through flume experiments and theory. *Geomorphology* **244**, 33–55.

Larsen IJ, Montgomery DR and Greenberg HM 2014 The contribution of mountains to global denudation. *Geology* **42**(6), 527–530.

Le Coz J, Camenen B, Dramais G, Ribot-Bruno J, Ferry M and Rosique JL 2011 Contrôle des débits réglementaires. Technical report, ONEMA.

Le Meur E and Vincent C 2006 Monitoring of the taconnaz ice fall (french alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position. *Cold Regions Science and Technology* **46**(1), 1 – 11.

Lecomte Y 2013 *Influence de la morphologie du galet sur don déplacement en domaine proglaciaire* Bachelor's thesis Université de Savoie.

Leggat MS, Owens PN, Stott TA, Forrester BJ, Déry SJ and Menounos B 2015 Hydrometeorological drivers and sources of suspended sediment flux in the pro-glacial zone of the retreating castle creek glacier, cariboo mountains, british columbia, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(11), 1542–1559.

Lenzi MA 2004 Displacement and transport of marked pebbles, cobbles and boulders during floods in a steep mountain stream. *Hydrological Processes* **18**, 1899–1914.

Lenzi MA and Marchi L 2000 Suspended sediment load during floods in a small stream of the dolomites (northeastern Italy). *CATENA* **39**(4), 267–282.

Livingstone SJ, Piotrowski JA, Bateman MD, Ely JC and Clark CD 2015 Discriminating between subglacial and proglacial lake sediments : an example from the dänischer wohld peninsula, northern Germany. *Quaternary Science Reviews* **112**, 86–108.

Liébault F, Bellot H, Chapuis M, Klotz S and Deschâtres M 2011 Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth surface processes and landforms* **37**, 385–399.

Lüthi, Martin P and Bauder A 2010 Analysis of Alpine glacier length change records with a macroscopic glacier model. *Geographica Helvetica* **65**, 92–102.

Maizels JK 1973 Le glacier des Bossons. quelques aspects caractéristiques de l'environnement proglaciaire. *Revue de géographie alpine* **61**, 427–447.

Maizels JK 1976 *A comparison of present-day and Pleistocène Proglacial environments, with particular reference to geomorphology and sedimentology* PhD thesis University of London King's College.

Maizels JK 1978 Débit des eaux de fonte, charges sédimentaires et taux d'érosion dans le massif du Mont-Blanc. *Revue de géographie alpine* **66**, 65–91.

Maizels JK 2002 *Modern and Past Glacial Environments* Butterworth-Heinemann, Oxford chapter Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments.

Mallakpour I and Villarini G 2015 The changing nature of flooding across the central united states. *Nature Climate change* **5**(3), 250–254.

Mao L and Lenzi MA 2007 Sediment mobility and bedload transport conditions in an alpine stream. *Hydrological Processes* **21**, 1882–1891.

Marsh W and Kaufman M 2013 *Physical Geography Great Systems and Global Environments.* Cambridge University Press.

Martin RL, Jerolmack DJ and Schumer R 2012 The physical basis for anomalous diffusion in bed load transport. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **117**(F1), n/a–n/a.

McKillup S and Dyar MD 2010 *Geostatistics Explained*. Cambridge University Press.

Meigs A, Krugh WC, Davis K and Bank G 2006 Ultra-rapid landscape response and sediment yield following glacier retreat, Icy Bay, southern Alaska. *Geomorphology* **78**, 207–221.

Merchel S and Herpers U 1999 An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* **84**, 215–219.

Merz R and Blöschl G 2009 A regional analysis of event runoff coefficients with respect to climate and catchment characteristics in Austria. *Water Resources Research* **45**(1), n/a–n/a.

Merz R, Blöschl G and Parajka J 2006 Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology* **331**(3-4), 591–604.

Messenzehl K, Hoffmann T and Dikau R 2014 Sediment connectivity in the high-alpine valley of val müschauns, swiss national park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology* **221**, 215–229.

Meunier P, Métivier F, Lajeunesse E, Mériaux A and Faure J 2006 Flow pattern and sediment transport in a braided river : the "torrent de Saint Pierre" (French Alps). *Journal of Hydrology* **330**, 496–505.

Moine A 2012 *Mesure de la vitesse de déplacement des galets dans le zone alluviale à l'avant du glacier des Bossons (Chamonix) et comparaison avec le débit de la rivière* Bachelor's thesis Université de Savoie.

Molnar P 2004 Late cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : How might climate chage have affected erorion rates ?. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* **32**, 67–89.

Molnar P 2009 The state of interactions among tectonics, erosion, and climate : A polemic. *GSA Today* **19**(7), 44–45.

Molnar P and England P 1990 Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?. *Nature* **346**(6279), 29–34.

Montgomery DR 2002 Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* **30**(11), 1047.

Mugnier JL, Baby P, Colletta B, Vinour P, Bale P and Leturmy P 1997 Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation : A view from analogue models. *Geology*.

Navratil O, Esteves M, Legout C, Gratiot N, Nemery J, Willmore S and Grangeon T 2011 Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology* **398**(3-4), 246–259.

Navratil O, Legout C, Gateuille D, Esteves M and Liebault F 2010 Assessment of intermediate fine sediment storage in a braided river reach (southern french prealps). *Hydrological Processes* p. n/a–n/a.

Nesje A, Matthews J, Dahl O, Berrisford M and Andersson C 2001 Holocene glacier fluctuations of flatebreen and winter-precipitation changes in the jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* **11**(3), 267–280.

Nikora V, Habersack H, Huber T and McEwan I 2002 On bed particle diffusion in gravel bed flows under weak bed load transport. *Water Resour. Res.* **38**(6), 17–1–17–9.

Nocquet J, Sue C, Walpersdorf A, Tran T, Lenôtre N, Vernant P, Cushing M, Jouanne F, Masson F, Blaize S, Chéry J, van der Beek P and the Renag team 2016 Present-day uplift of the western alps. *In prep.*

Norbiato D, Borga M, Merz R, Blöschl G and Carton A 2009 Controls on event runoff coefficients in the eastern italian alps. *Journal of Hydrology* **375**(3-4), 312–325.

Nussbaumer SU and Zumbühl HJ 2012 The Little Ice Age history of the glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France) : a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change* **111**, 301–334.

Olinde L and Johnson JPL 2015 Using RFID and accelerometer-embedded tracers to measure probabilities of bed load transport, step lengths, and rest times in a mountain stream. *Water Resour. Res.* **51**(9), 7572–7589.

Orwin JF and Smart CC 2004 Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, small river glacier, Canada. *Hydrological Processes* **18**(9), 1521–1542.

Orwin JF, Lamoureux SF, Warburton J and Beylich A 2010 A framework for characterizing fluvial sediment fluxes from source to sink in cold environments. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography* **92**(2), 155–176.

Ostrem G 1975 *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* Society of the Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication chapter Sediment transport in glacial meltwater streams, pp. 101–122.

Otto JC, Schrott L, Jaboyedoff M and Dikau R 2009 Quantifying Sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms* **34**, 1726–1742.

Owen LA and Sharma MC 1998 Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya : implications for landscape evolution. *Geomorphology* **26**, 171–184.

O'Farrell CR, Heimsath AM, Lawson DE, Jorgensen LM, Evenson EB, Larson G and Denner J 2009 Quantifying periglacial erosion : insights on a glacial sediment budget, matanuska glacier, alaska. *Earth Surface Processes and Landforms* **34**(15), 2008–2022.

Paquette JL, Menot RP and Peucat JJ 1989 Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps) : evidence for crustal contamination. *Earth and Planetary Science Letters* **96**, 181–198.

Parker G and Perg LA 2005 Probabilistic formulation of conservation of cosmogenic nuclides : effect of surface elevation fluctuations on approach to steady state. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**(9), 1127–1144.

Pasini F 1914 *Relazione sul progettodella bonifica renana.* Bologna, Italy.

Paterson, W. SB 1994 *The physics of glacier, ed.3.* Butterworth- Heinemann, Oxford.

Paul W and Baschnagel J 2013 Stochastic processes.

Pedersen VK and Egholm DL 2013 Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature* **493**(7431), 206–210.

Peizhen Z, Molnar P and Downs WR 2001 Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* **410**(6831), 891–897.

Pelosi A, Parker G, Schumer R and Ma HB 2014 Exner-based master equation for transport and dispersion of river pebble tracers : Derivation, asymptotic forms, and quantification of non-local vertical dispersion. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**(9), 1818–1832.

Petit F, Houbrechts G, Peeters A, Hallot E, Van Campenhout J and Denis AC 2015 Dimensionless critical shear stress in gravel-bed rivers. *Geomorphology* **250**, 308–320.

Phillips CB, Martin RL and Jerolmack DJ 2013 Impulse framework for unsteady flows reveals superdiffusive bed load transport. *Geophys. Res. Lett.* **40**(7), 1328–1333.

Phillips JD 1991 Fluvial sediment budgets in the north carolina piedmont. *Geomorphology* **4**(3-4), 231–241.

Prancevic JP and Lamb MP 2015a Particle friction angles in steep mountain channels. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **120**(2), 242–259.

Prancevic JP and Lamb MP 2015b Unraveling bed slope from relative roughness in initial sediment motion. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **120**(3), 474–489.

Prud'homme C 2013 *Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques. Qu'est-ce que l'on date ?* Master's thesis Université Joseph Fourrier, Grenoble.

Préfecture de la Haute-Savoie 2002 Rapport de présentation - révision du ppr, chamonix-mont blanc. Technical report, Préfecture de la Haute-Savoie.

Raharinony D 2015 *Comparaison des vitesses de déplacement des galets situés dans les lits principaux et sur les berges dans la zone alluviale à l'avant du glacier des Bossons (Chamonix)* Bachelor's thesis Université de Savoie.

Ravanel L, Allignol F, Deline P, Gruber S and Ravello M 2010 Rock falls in the mont blanc massif in 2007 and 2008. *Landslides* **7**(4), 493–501.

Ravanel L and Deline P 2010 Climate influence on rockfalls in high-alpine steep rockwalls : The north side of the aiguilles de chamonix (mont blanc massif) since the end of the "little ice age". *The Holocene* **21**(2), 357–365.

Ravier E and Buoncristiani JF 2011 personnal communication.

Raymond Pralong M, Turowski JM, Rickenmann D and Zappa M 2015 Climate change impacts on bedload transport in alpine drainage basins with hydropower exploitation. *Earth Surface Processes and Landforms* p. n/a–n/a.

Reverso T, Marsan D and Helmstetter A 2015 Detection and characterization of transient forcing episodes affecting earthquake activity in the aleutian arc system. *Earth and Planetary Science Letters* **412**, 25–34.

Rey F 2004 *Crash au Mont-Blanc.* Glénat Edition.

Rickenmann D, Turowski JM, Fritschi B, Klaiber A and Ludwig A 2012 Bedload transport measurements at the Erlenbach stream with geophones and automated basket samplers. *Earth surface processes and landforms* **37**, 1000–1011.

Riihimaki CA 2005 Sediment evacuation and glacial erosion rates at a small alpine glacier. *Journal of Geophysical Research*.

Roe GH and O'Neal MA 2005 The response of glaciers to intrinsic climate variability : observations and models of late-Holocene variations in the Pacific Northwest. *Journal of Glaciology* **55**, 839–854.

Roseberry JC, Schmeeckle MW and Furbish DJ 2012 A probabilistic description of the bed load sediment flux : 2. particle activity and motions. *Journal of Geophysical Research*.

Rothlisberger H and Lang H 1987 *Glacial hydrology* Wiley chapter 10, pp. 207–284.

Rouhani H and Malekian A 2013 Automated methods for estimating baseflow from streamflow records in a semi arid watershed. *DESERT*.

Sarr AC, Mugnier JL, Abrahami R and Carcaillet J 2015 Sidewalls erosion at the surrounding of modern glaciers in the Mont-Blanc Massif : Insights from in-situ produced 10Be concentrations in supraglacial sediments *15eme Congrès Francais de Sédimentologie*.

Savi S, Norton K, Picotti V, Brardinoni F, Akçar N, Kubik P, Delunel R and Schlunegger F 2014a Effects of sediment mixing on 10Be concentrations in the Zielbach catchment, central-eastern Italian Alps. *Quaternary Geochronology* **19**, 148–162.

Savi S, Norton KP, Picotti V, Akcar N, Delunel R, Brardinoni F, Kubik P and Schlunegger F 2014b Quantifying sediment supply at the end of the last glaciation : Dynamic reconstruction of an alpine debris-flow fan. *Geological Society of America Bulletin* **126**(5-6), 773–790.

Sayre W and Hubbell D 1965 Transport and dispersion of labeled bed material, North Loup River, Nebraska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* (433-C), 48.

Schaefli B, Hingray B, Niggli M and Musy A 2005 A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **2**, 73–117.

Scherler D, Bookhagen B and Strecker MR 2014 Tectonic control on 10 Be-derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**(2), 83–105.

Schindelwig I, Akçar N, Kubik PW and Schlüchter C 2011 Lateglacial and early holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the western swiss alps. *J. Quaternary Sci.* **27**(1), 114–124.

Schlunegger F and Norton KP 2013 Water versus ice : The competing roles of modern climate and pleistocene glacial erosion in the central alps of Switzerland. *Tectonophysics* **602**, 370–381.

Schmeeckle MW 2014 Numerical simulation of turbulence and sediment transport of medium sand. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface* **119**(6), 1240–1262.

Schneider J, Hegglin R, Meier S, Turowski JM, Nitsche M and Rickenmann D 2010 Studying sediment transport in mountain rivers by mobile and stationary RFID antennas. *River Flow*.

Schrott L, Götz J, Geilhausen M and Morche D 2006 Spatial and temporal variability of sediment transfer and storage in an alpine basin (reintal valley, bavarian alps, gemany). *Geographica Helvetica* **61**(3), 191–200.

Schröder W and Theune C 1984 Feststoffabtrag und stauraumverlandung in mitteleuropa. *Wasserwirtschaft* **74**, 374–379.

Seong YB, Owen LA, Caffee MW, Kamp U, Bishop MP, Bush A, Copland L and Shroder JF 2009 Rates of basin-wide rockwall retreat in the K2 region of the Central Karakoram defined by terrestrial cosmogenic nuclide 10Be. *Geomorphology* **107**(3-4), 254–262.

Shaw SB, Makhlouf R, Walter MT and Parlange JY 2008 Experimental testing of a stochastic sediment transport model. *Journal of Hydrology* **348**, 425–430.

Slaymaker O 2011 Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae*.

Solomina ON, Bradley RS, Hodgson DA, Ivy-Ochs S, Jomelli V, Mackintosh AN, Nesje A, Owen LA, Wanner H, Wiles GC and et al. 2015 Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews* **111**, 9–34.

Spongberg, M. E 2000 Spectral analysis of base flow separation with digital filters. *Water Resources Research*.

Staines KEH, Carrivick JL, Tweed FS, Evans AJ, Russell AJ, Jóhannesson T and Roberts M 2014 A multi-dimensional analysis of pro-glacial landscape change at sólheimajökull, southern Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* **40**(6), 809–822.

Sternai P, Herman F, Valla PG and Champagnac JD 2013 Spatial and temporal variations of glacial erosion in the rhÃ´ne valley (swiss alps) : Insights from numerical modeling. *Earth and Planetary Science Letters* **368**(0), 119 – 131.

Stone JO 2000 Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* **105**(B10), 23753.

Stott T and Mount N 2007 Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons : implications for global warming. *Journal of Hydrology* **332**, 259–270.

Sun H, Chen D, Zhang Y and Chen L 2015 Understanding partial bed-load transport : Experiments and stochastic model analysis. *Journal of Hydrology* **521**, 196–204.

Suter S 2001 *Cold Firn and Ice in the Monte Rosa and Mont Blanc Areas : Spatial Occurence, Surface Energy Balance and Climatic Evidence* PhD thesis Swiss Federal Institue of Technology, Zürich.

Suter S and Hoelzle M 2002 Cold firn in the Mont Blanc and Monte Rosa areas, European Alps : spatial distribution and statistical models. *Annals of Glaciology* **35**(1), 9–18.

Swift D, Nienow P, Hoey T and Mair D 2005 Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes. *Journal of Hydrology* **309**, 133–148.

Swift DA, Nienow PW, Spedding N and Hoey TB 2002 Geomorphic implications of subglacial drainage configuration : rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution. *Sedimentary Geology* **149**(1-3), 5–19.

Tallaksen L 1995 A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology* **165**(1-4), 349–370.

Thomson SN, Brandon MT, Tomkin JH, Reiners PW, Vásquez C and Wilson NJ 2010 Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature* **467**(7313), 313–317.

Trnkoczy A 2012 *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ chapter Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm, pp. 1–20.

Tsai VC, Minchew B, Lamb MP and Ampuero JP 2012 A physical model for seismic noise generation from sediment transport in rivers. *Geophysical Research Letters* **39**, L0240.

Tunnicliffe J, Church M, Clague J and Feathers J 2012 Postglacial sediment budget of Chilliwack Valley, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* **37**, 1243–1262.

Turowski JM, Badoux A and Rickenmann D 2011 Start and end of bedload transport in gravel-bed streams. *Geophysical Research Letters* **38**(4), n/a–n/a.

Valla PG, van der Beek PA, Shuster DL, Braun J, Herman F, Tassan-Got L and Gautheron C 2012 Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and 4He/3He thermochronometry. *Journal of Geophysical Research* **117**, F01004.

van der Veen CJ 2007 Fracture propagation as means of rapidly transferring surface meltwater to the base of glaciers. *Geophys. Res. Lett.* **34**(1), L01501.

Vincent C, Le Meur E, Six D, Funk M, Hoelzle M and Preunkert S 2007 Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *Journal of Geophysical Research* **112**, D09120.

Vivian R 1969 Les glaciers des Bossons et de Taconna. *Revue de géographie alpine* **57**, 871–874.

von Blanckenburg F 2005 The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* **237**(3-4), 462–479.

Wall JV and Jenkins CR 2012 *Practical Statistics for Astronomers (Cambridge Observing Handbooks for Research Astronomers)*. Cambridge University Press.

Walling DE and Webb B 1996 Erosion and sediment yield : Global and regional perspectives *Proceedings of the Exeter Symposium, International Association of Hydrologic Sciences Publication 236, Wallingford, UK.*

Warburton J 1990 An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* **72**(3/4), 261.

Ward DJ and Anderson RS 2011 The use of ablation-dominated medial moraines as samplers for 10be-derived erosion rates of glacier valley walls, kichatna mountains, ak. *Earth Surface Processes and Landforms* **36**(4), 495–512.

Weeks ER, Urbach J and Swinney HL 1996 Anomalous diffusion in asymmetric random walks with a quasi-geostrophic flow example. *Physica D : Nonlinear Phenomena* **97**(1-3), 291–310.

Weiss F 1996 Sediment monitoring, long-term loads, balance and management strategies in southern Bavaria In *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium (July 1996)* (ed. IAHS) number 236.

Willenbring JK 2015 Geomorphology : Rain revs the crustal conveyor. *Nature Geoscience* **8**(6), 424–425.

Withers M, Aster R, Young C, Beiriger J, Harris M, Moore S and Trujillo J 1998 A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection.. *Bulletin of the Seismological Society of America* **88**(1), 95 – 106.

Yager E, Kenworthy M and Monsalve A 2015 Taking the river inside : Fundamental advances from laboratory experiments in measuring and understanding bedload transport processes. *Geomorphology* **244**, 21–32.

Zachos J 2001 Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 ma to present. *Science* **292**(5517), 686–693.

Zemp M, Frey H, Gärtner-Roer I, Nussbaumer SU, Hoelzle M, Paul F, Haeberli W, Denzinger F, Ahlstrøm AP, Anderson B and et al. 2015 Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *JoG* **61**(228), 745–762.

Zhang Y, Meerschaert MM and Packman AI 2012 Linking fluvial bed sediment transport across scales. *Geophysical Research Letters* **39**(20), n/a–n/a.

Zingg T 1935 Beitragzur schotteranalyse. *Schweiz, Mineralog. u. Petrog. Mitt.*